**DEUQUA** Exkursionen



# Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern

**Herausgegeben von Reinhard Lampe und Sebastian Lorenz**







GEOZON

Eiszeitlandschaften in
Mecklenburg-Vorpommern

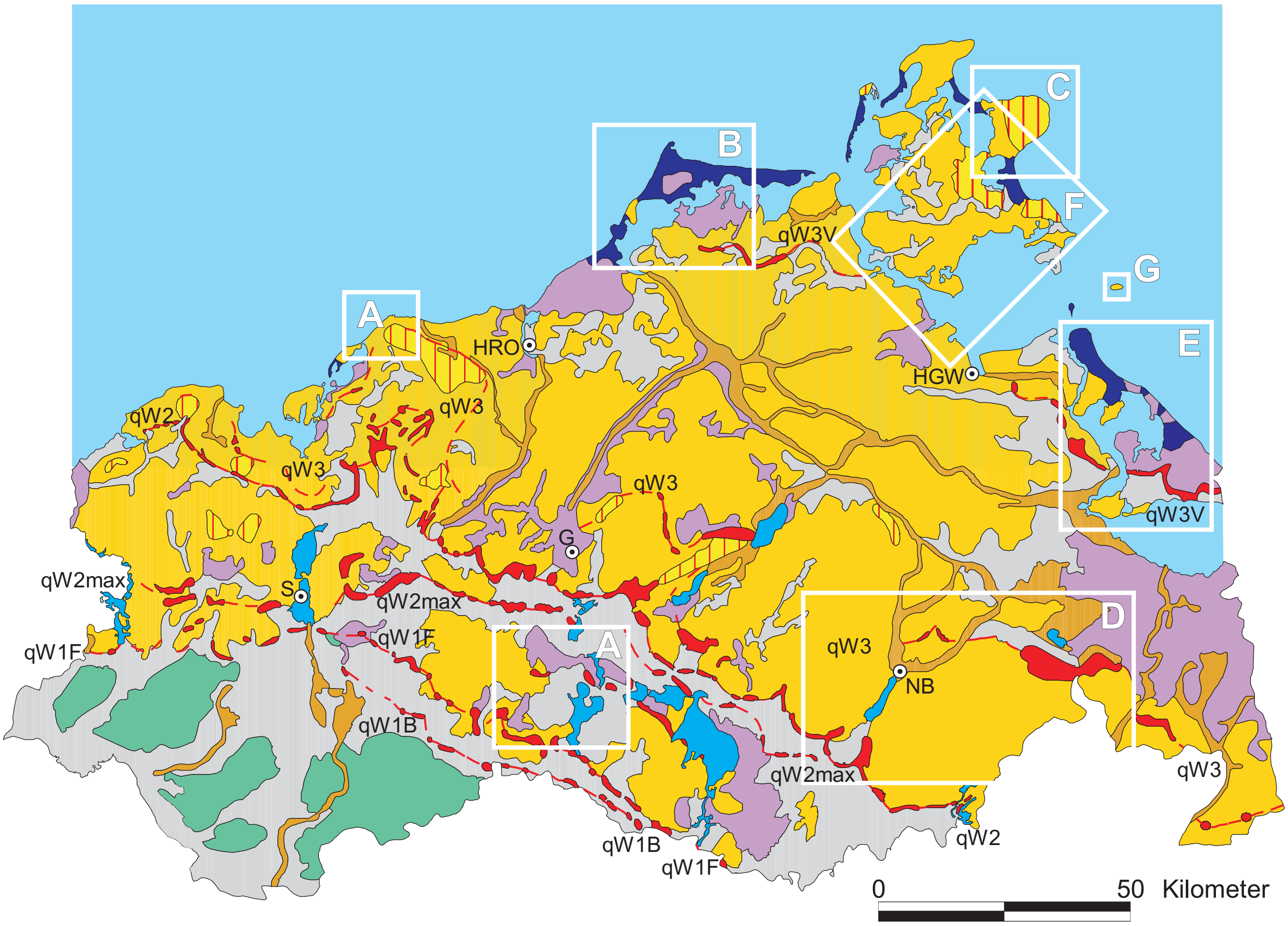
# Vorwort

Die 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung DEUQUA e.V. findet vom 13.-17. September in Greifswald statt. Sie wird gemeinsam mit der 12. Jahrestagung der INQUA PeriBaltic Working Group veranstaltet und steht unter dem Thema „Gletscher, Wasser, Mensch – quartärer Landschaftswandel im peribaltischen Raum“. Die Tagung wird ergänzt durch zwei Vor- und fünf Nachexkursionen, auf denen die Teilnehmern Gelegenheit haben, unterschiedliche Landschaften Mecklenburg-Vorpommerns, vor allem aber die vielfältigen Küstenregionen kennen zu lernen. Die einzelnen Exkursionsgebiete sind in der geologischen Übersichtskarte mit ihrer Buchstabenkennung eingetragen.

Bei der Auswahl der Exkursionspunkte wurde Wert darauf gelegt, eine ausgewogene Mischung zu finden zwischen der Präsentation klassischer, z. T. neu bearbeiteter Aufschlüsse und der Vorstellung von erstmals bearbeiteten Aufschlüssen, die beide Anlass zu interessanten Diskussion liefern werden. Alle Ausführungen und Abbildungen des Exkursionsführers sind mit englischen Zusammenfassungen bzw. Unterschriften versehen, um den Kolleginnen und Kollegen der INQUA PeriBaltic Working Group seine Nutzung zu erleichtern.

Allen Autoren sowie den Zeichnerinnen Frau Brigitta Lintzen und Frau Petra Wiese sei herzlich gedankt. Wir wünschen uns, dass der Exkursionsführer nicht nur den Tagungsteilnehmern umfassendes Informationsmaterial liefert, sondern darüber hinaus allen an der Entstehung der nordostdeutschen Eiszeitlandschaften Interessierten ein informativer Begleiter ist.

*Die Herausgeber – Greifswald, im September 2010*




lake, sea ⊙ town

Holocene deposits (peat, gyttja, sand)
marine deposits (Holocene)

morainic uplands (Weichselian)
main push morainic complex
glaciofluvial deposits (Weichselian)
glaciolacustrine deposits (Weichselian)
main terminal moraines (Weichselian)
minor terminal moraines (Weichselian)
suspected connections
morainic uplands (Saalian)

qW3V = Mecklenburgian phase (Velgast extend)
qW3 = Mecklenburgian phase (Rosenthal extend)
qW2 = Pomeranian phase
qW2max = Pomeranian phase (maximum extend)
qW1F = Frankfurt subphase
qW1B = Brandenburg phase

NB = Neubrandenburg
S = Schwerin
HRO = Hansestadt Rostock
HGW = Hansestadt Greifswald
G = Güstrow

A

# Der Westteil der Mecklenburgischen Seenplatte und die Wismar-Bucht – Die Pommersche Haupteisrandlage, spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung und Landnutzungsgeschichte

## *The western part of the Mecklenburg Lake District and the Wismar Bay – The Pomeranian ice marginal zone, Late glacial to Holocene drainage system development and land use history*

Sebastian Lorenz, Andreas Börner unter Mitwirkung von Wolfgang Janke, Stefan Meng, Roberto Hensel, Ralf Bleile, C. Michael Schirren, Małgorzata Pisarska-Jamroży, Volker Häußler

**Exkursionsroute** / *Itinerary*

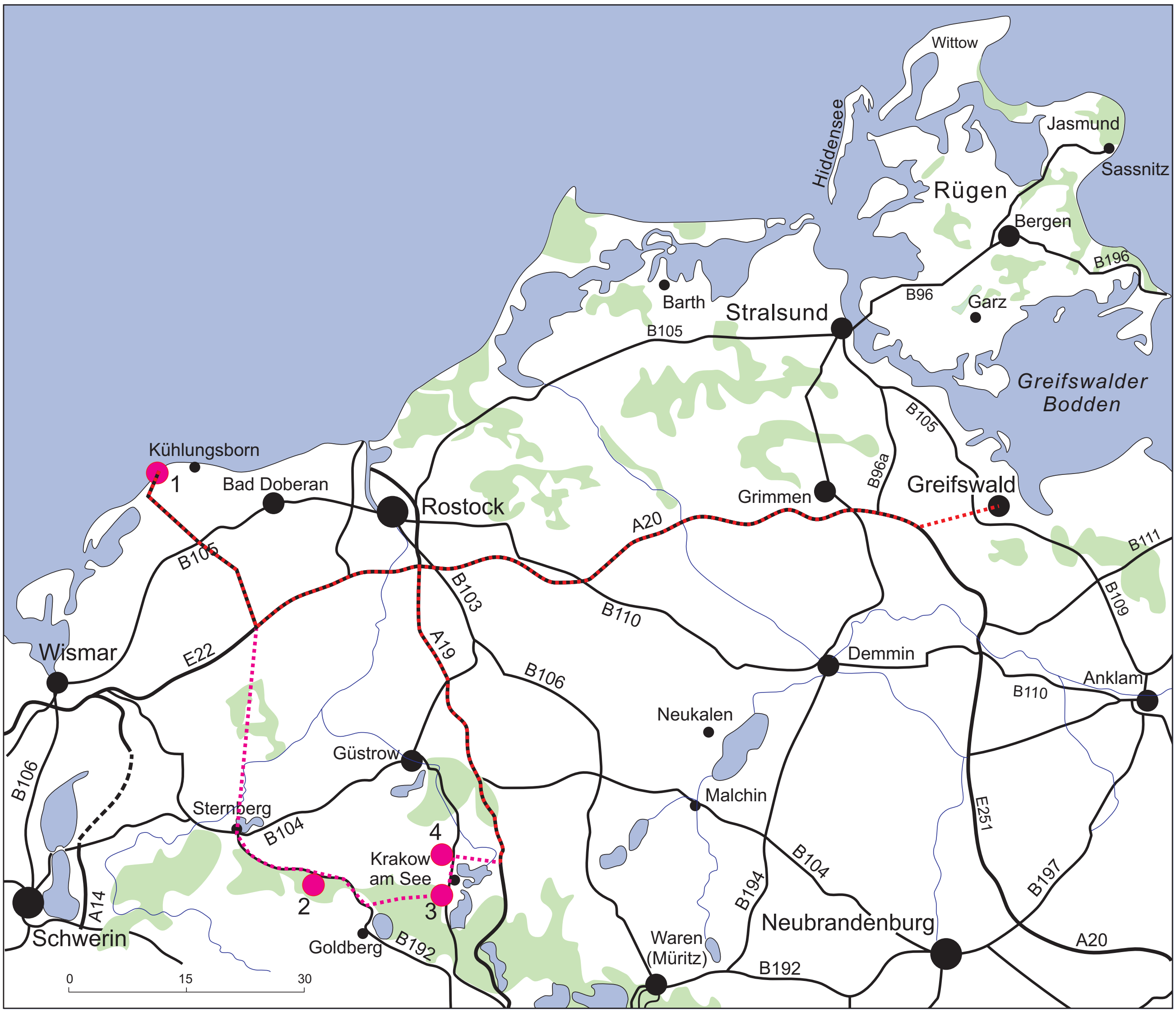



Abb. 1: Exkursionsroute Westliche Mecklenburgische Seenplatte und Wismar-Bucht: Stop 1 - Kliff Meschendorf, 2 - Mildenitz-Durchbruchstal bei Kläden, 3 - Aussichtspunkt am Krakower Obersee, 4 - Kieswerk Charlottenthal.

*Fig. 1: Itinerary Western Mecklenburgian Lake District and Wismar Bay: Stop 1 - Cliff Meschendorf, 2 - Mildenitz valley near Kläden, 3 - Lookout at Lake Krakower Obersee, 4 - Gravel plant Charlottenthal.*

## Einführung

Im Jungmoränengebiet gelten Eisrandlagen als primäre morphologische Elemente zur quartärgeologischen Gliederung der Landschaft. Sie sind zudem bedeutende hydrographische Grenzen. So bildet die im hiesigen Exkursionsgebiet verbreitete Pommersche Haupteisrandlage (W2) die Wasserscheide zwischen Ostsee (Warnow-Einzugsgebiet) und Nordsee (Elbe-Einzugsgebiet). Die Exkursion (Abb. 1) hat die westliche Mecklenburgische Seenplatte als Ziel, die im Norden von der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) und im Süden von den Randlagen der Frankfurter Phase (W1F) begrenzt wird. Sie ist durch ein unreifes Gewässernetz mit zahlreichen Seen verschiedenster Größe, großen Niedermooren und vielen Fließgewässern gekennzeichnet.

Der Meschendorfer Kliffabschnitt (Stop 1) bietet die seltene Gelegenheit, holozäne Sedimente des limnischen und telmatischen Milieus in einem Kliffaufschluss betrachten zu können. Die fossilen Seebecken befinden sich in der Grundmoräne des Pommerschen Stadiums nahe der Pommerschen Haupteisrandlage. Das Mildenitz-Durchbruchstal (Stop 2) verdeutlicht die Gewässernetzentwicklung einer Seenkette mit frühholozäner Fließrichtungsumkehr im Bereich einer Eisrandlage (Frühpommerscher Vorstoß, W2max). Dabei besteht ein enger Zusammenhang zwischen Seebecken im unmittelbaren Vorland und Hinterland der Eisrandlage sowie subglazialen Rinnen bzw. Schwächezonen innerhalb der Eisrandlage. Am Beispiel des Krakower Sees (Stop 3) kann die postglaziale Paläohydrologie und Umweltgeschichte eines mecklenburgischen Sees nachvollzogen werden. Mit Wassermühlen an Zu- und Abläufen des Sees und historischen Wasserspiegelkorrekturen ist er zugleich ein gutes Beispiel für die vielfältigen anthropogen Einflussnahmen auf die nordostdeutsche Gewässerlandschaft seit dem Spätmittelalter. Unmittelbar nördlich des Krakower Sees verläuft die Pommersche Haupteisrandlage in enger Verzahnung mit proglazialen Sanderschüttungen. Die Kiesgrube Charlottenthal (Stop 4) bietet einen Aufschluss innerhalb der Pommerschen Haupteisrandlage.

Die Diskussion um die Deglaziation des Binnenlandes in Nordostdeutschland wird durch die dürftige Datenlage und das zeitliche Spektrum der überregionalen Befunde erschwert. Für die Pommersche Haupteisrandlage (W2) ist in junger Vergangenheit ein $^{10}$Be-Alter von 16 ka $^{10}$Be ky publiziert worden, welches nördlich von Berlin erhoben wurde (Heine et al. 2009). Untersuchungen im polnischen Raum $^{14}$C-datierten sie auf 15,2 ka BP (Uscinowicz 1999; Marks 2002). Es existieren daneben jüngere Datierungen mittels $^{10}$Be-Konzentrationen an Geschieben der W2-Eisrandlage (14,8±0,4 $^{10}$Be ka, Rinterknecht et al. 2005) und ältere Datierungen mittels TL (16,2 ka BP, Wysota et al. 2002). Für die Maximalausdehnung des Pommerschen Stadiums (W2max) finden sich keine direkten Altersangaben. Der Rückzug vom Frankfurter Stadium (W1F, Poznań-Phase) wird von Marks (2002) mit 18,4 ka BP angegeben. Als chronologisch abgesichert gelten der Beginn des Inlandeisrückgangs um 20 ka BP, sowie der vollzogene Rückzug des Inlandeises in das Ostseebecken um 14 ka BP (u.a. Görsdorf & Kaiser, 2001; Marks, 2002). Zwischen der Deglaziation der Pommerschen Haupteisrandlage und dem (datierbaren) glazilimnischen Sedimentationsbeginn in den vorgelagerten Becken erstreckt sich ein ca. 3000 Jahre umfassender Zeitraum, welcher nur an wenigen Lokalitäten sedimentologisch erfasst und datiert ist. Über das Spätglazial in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg liefern diverse limnische und telmatische Profile Auskunft (Kaiser 2001, Strahl 2005, Lampe et al. 2009).

Sebastian Lorenz

**Abstract:** For the young morainic landscapes ice marginal zones are valid as primary morphological elements to the geological arrangement of the Quaternary scenery and furthermore they form outstanding water sheds. The excursion focusses on the Pomeranian ice marginal zone (W2 in German terminology) which constitutes the water shed between North Sea (River Elbe) and Baltic Sea (River Warnow). South to the Pomeranian ice marginal zone the Mecklenburg Lake Belt stretches out with hundreds of lakes of all sizes bordered in the south by the Frankfurt Phase ice marginal zone. The Lake Belt is characterized by a slight developed drainage system comprizing large and small lakes, peat bogs and mainly small rivers.

The Meschendorfer cliff section (Stop 1) offers the rare look at Holocene sediments of lacustrine and telmatic environments. The fossil lake basin is in the ground moraine of the Pomeranian phase near the ice marginal zone. The transverse valley of River Mildenitz (Stop 2) points out the drainage system development within an ice marginal zone with an Early Holocene reverse flow direction (Early Pomeranian advance, W2max in German terminology). It exemplifies the strong relation of adjacent lake lake basins in front of the ice marginal zone and behind it, and furthermore the role of subglacial channels or weak sections within the ice marginal area. At Lake Krakower See (Stop 3) the Late Quaternary palaeohydrology and environmental history of a lake is demonstrated. With water mills on inflows and expiries of the lake and historical water level corrections it is at the same time a good example of the varied anthropogenic controls on the NE German waters scenery since the late Middle Ages. Adjacent to the north of the Lake Krakower See the Pomeranian ice marginal zone takes course. The gravel pit Charlottenthal (Stop 4) offers an outcrop within the transition of glacigenic (till) and glaciofluvial (sandur) sediments.

A

## STOP 1: Kliffabschnitt Meschendorf – Fossile Seebecken im Kliffaufschluss. Sedimentations- und Siedlungsgeschichte am Rand der Wismarbucht

*Cliff section near Meschendorf – Fossile lake basins in a cliff profile. Sedimentation and settlement history at the fringe of Wismar Bay*

In unmittelbarer Nähe der Ortslage Meschendorf sind durch Küstenrückgänge Ablagerungen eines fossilen Seebeckens am Kliff aufgeschlossen, die erstmals durch Jaeckel (1949) beschrieben wurden. In den vergangenen zwei Jahren wurde der Kliffabschnitt sedimentologisch und paläoökologisch neu bearbeitet (Hensel 2010). Es sind aquatische, semiterrestrische und terrestrische Sedimente vorwiegend holozänen Alters angeschnitten, welche mehrphasig durch äolische und kolluviale Sande überdeckt sind und in zwei Teilbecken in ca. 230 m Entfernung voneinander auftreten (Abb. 2). Die Basis des nordöstlichen Beckens (ca. 30 m Breite) liegt bei 2,80 m NHN und die des südwestlichen Beckens (ca. 70 m Breite) bei 3,70 m NHN. In einer Kartierung Mitte der 1990er Jahre wurde ein dritter Beckenanschnitt zwischen den beiden heutigen beschrieben, der mittlerweile nicht mehr existiert (vgl. Schulz 1996). Aufgrund der sedimentologischen und pollenanalytischen Ähnlichkeiten lassen sich beide Becken parallelisieren. Besonders deutlich wird diese Verbindung durch die Ausprägung der Kalkmudden in den basalen Bereichen, die in beiden Becken mit geringen Höhenunterschieden auftreten.

Am Steilufer ist die im nördlichen Mecklenburg flächenhaft verbreitete Grundmoräne des Pommerschen Stadiums (qW2) ungestört angeschnitten (Schulz 1994). Das Kliff ist durch starke Abbrüche gekennzeichnet, die in Abhängigkeit von der Geschiebemergelklüftung vor allem nach Sturmhochwässern im Winterhalbjahr auftreten. Der




Abb. 2: Übersichtskarte des Küstenabschnitts bei Meschendorf mit Lage des Profils Me-1 und Dimension der im Kliff angeschnittenen Teilbecken.
*Fig. 2: Map of the coastal area near Meschendorf with situation of the profile Me-1 and dimension of fossil lake basins.*

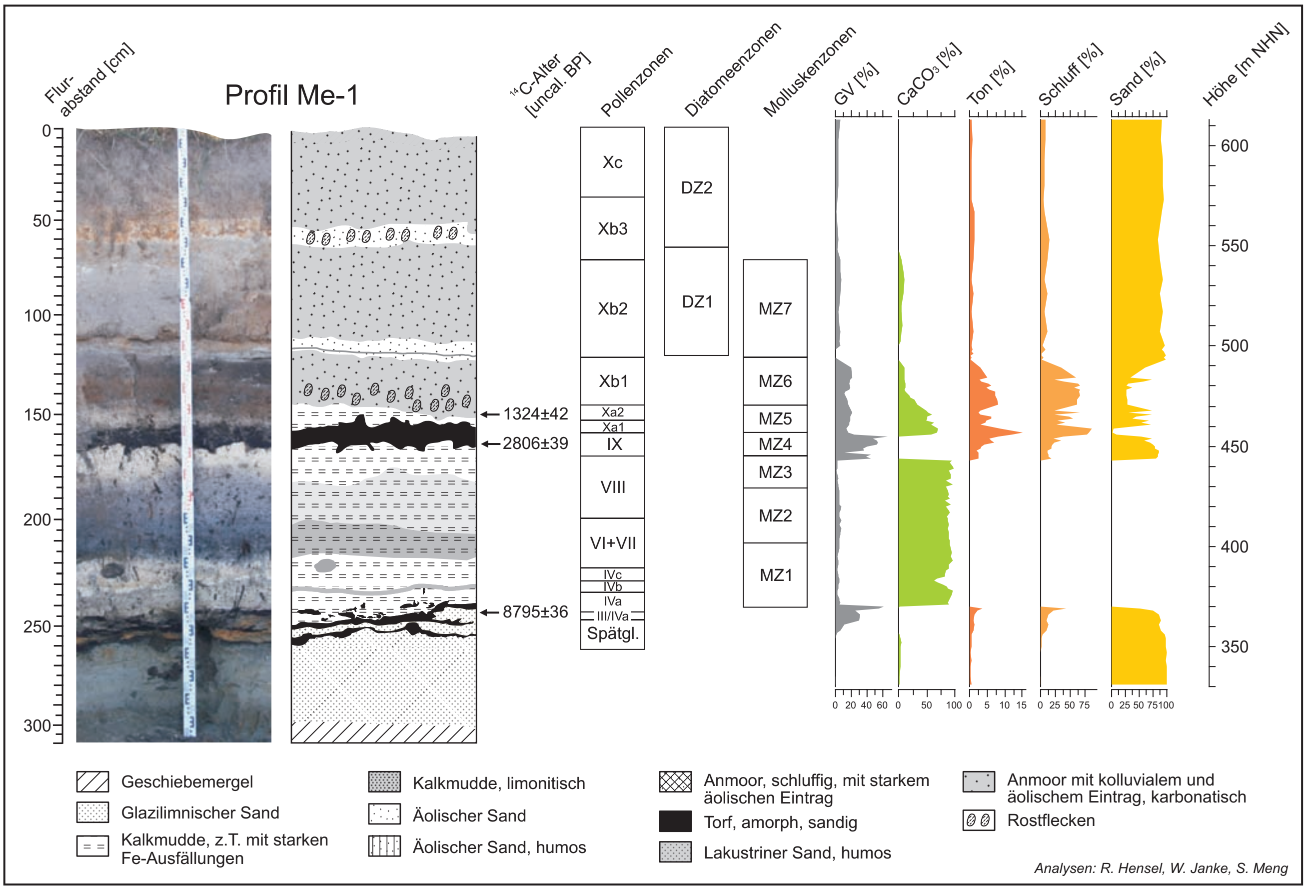



Abb. 3: Aufbau, geochemische Parameter und stratigraphische Zuordnungen im Profil Me-1 (nach Hensel 2010, S. 54).

*Fig. 3: Stratigraphy, sedimentological and geochemical properties of profile Me-1 (after Hensel 2010, p. 54).*

Küstenrückgang betrug im Bereich Meschendorf von 1817 bis 1869 65 cm/a und von 1869 bis 1932 45 cm/a. Die gegenwärtigen Raten betragen etwa 30-40 cm/a (Hensel 2010).

Zentral im südwestlichen Becken ist das Referenzprofil Me-1 gelegen (Abb. 2). Das Kliff hat in diesem Bereich eine durchschnittliche Höhe von 5,50 m. Den Profilaufbau verdeutlicht Abbildung (Abb. 3). Die Basis der aufgeschlossenen Sedimente bildet ein bis 3,25 m über NHN anstehender qW2-Geschiebemergel, der von spätglazialen Beckensanden überlagert wird. Darin sind in mehreren Lagen dünne Torfbänder eingebettet. Hangend folgt zunächst Kalkmudde präborealen bis subborealen Alters, wobei pollenanalytisch das Boreal und Teile des Älteren Atlantikums nicht ausweisbar sind (Abb. 4). Sie führt durchgehend Mollusken terrestrischer Feuchtstandorte. Die präboreale Kalkmudde mit einer schluffig-tonigeren Zwischenlage weist im Pollenspektrum Massenentwicklung einer Grünalge vom *Radiococcus*-Typ und in ihrem jüngeren Teil verbreitet eine solche von Süßwasserschwämmen auf. Die Kalkmudde wird als Quellkalk angesprochen, der im Jahresverlauf zeitweise trocken fiel. Das Seebecken wurde im jüngeren Subboreal von der Ostsee angeschnitten und fiel trocken. Es kam zur Vertorfung, wobei das Aufwachsen des Torfes von äolischen Sandeinträgen begleitet wurde. Während der Römischen Kaiserzeit und auch während der jüngeren Slawenzeit fand im nahen Umfeld zeitweiser Ackerbau statt. Erste Kliffranddünen erreichten den Aufnahmestandort in etwa mit dem Beginn der von großflächigen Rodungen und stark zunehmendem Ackerbau geprägten deutschen Ostkolonisation. Über diesen untersten Flugsanden entwickelte sich über mehrere Jahrhunderte hinweg ein *Carex*-reiches Flachgewässer mit einer entsprechenden Molluskenfauna und Diatomeenflora. Es war vorwiegend staunässegeprägt, bestand über große Teile des Jahres hinweg und erhielt sowohl kolluviale als auch äolische Sediment- und Nährstoffeinträge. Den Zeitraum bis zur Gegenwart bestimmen stärker kolluvial durchsetzte Flugsande.

Die Dimension der im Kliff angeschnittenen Becken lässt sich über das landseitige Ausstreichen der karbonatischen Beckensedimente ableiten. Das nordöstliche Teilbecken erstreckt sich noch ca. 140 m landeinwärts, das südwestliche Becken streicht bereits nach 65 m aus (Abb. 2). Das holozäne Kliff-Profil von Meschendorf ist schon seit langem wegen seiner reichen Mollusken-Faunen bekannt (Zettler et al. 2006). Jaeckel (1949) leitete aus dem häufigen Vorkommen hygrophiler Arten, dem Fehlen xerothermer Elemente sowie der Dominanz von Waldarten, Lebensgemeinschaften eines Laubwaldes mit Bruchwald-Charakter ab. Die neue, horizontbezogene Bearbeitung erbrachte für sieben Molluskenzonen (MZ in Abb. 3) rund 70 Arten mit über 55.000 Individuen. Sie bestätigen im Wesentlichen die Aussagen von Jaeckel (1949).

Sebastian Lorenz, Wolfgang Janke

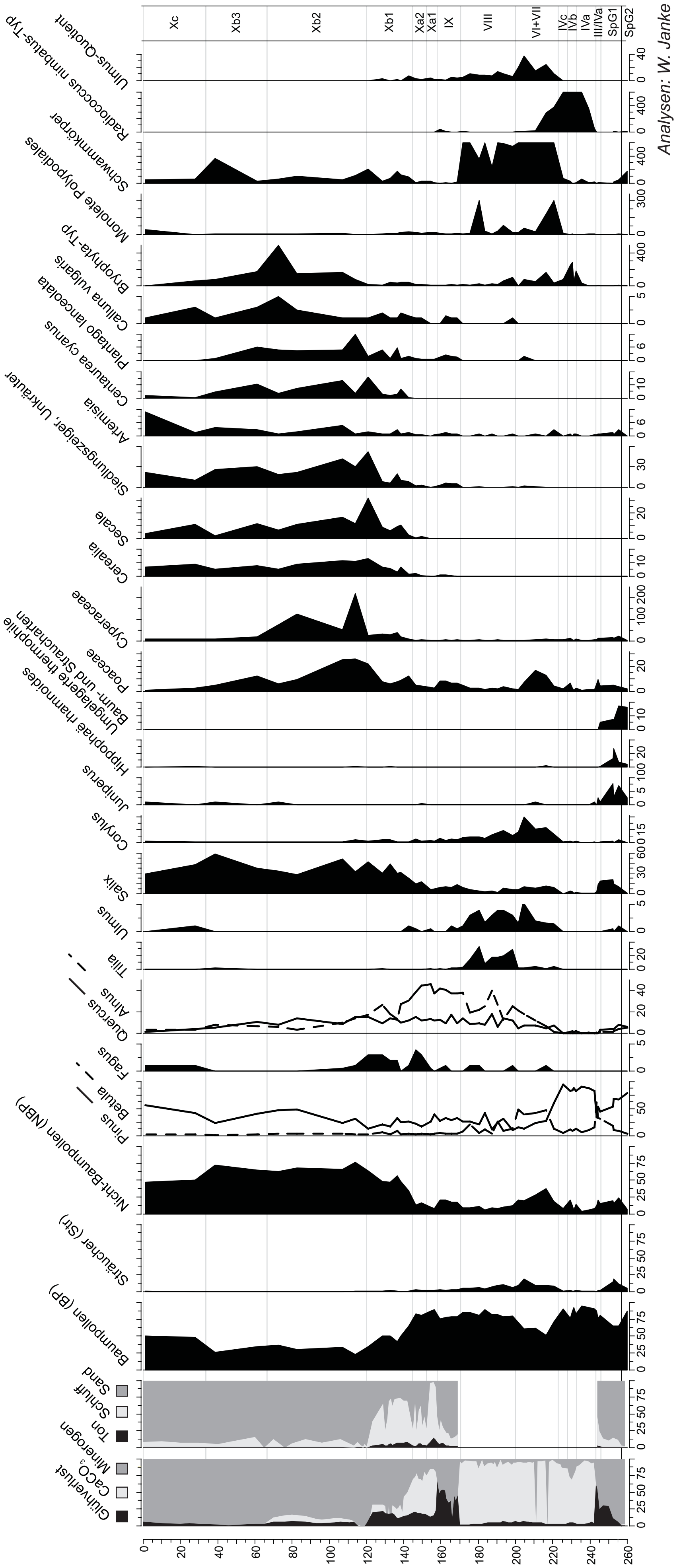



Abb. 4: Pollendiagramm des Profils Profil Me-1 (nach Janke in Hensel (2010), S. 145).

*Fig. 4: Pollen diagram of profile Me-1 (after Janke in Hensel (2010), S. 145).*

**Abstract:** Very close to the village Meschendorf sediments of a fossile lake basin are exposed in a 500 m long cliff section due to coastal retreat (30-40 cm $a^{-1}$). The location was firstly described by Jaeckel (1949) who focused on the rich mollusc fauna. Moreover several archeological findings from Early Mesolithic to Medieval times related to the cliff section and to the adjacent litoral of the Baltic Sea (Tauber 2007) were discovered over the last decades. For this reason the geoarchives at the cliff were investigated comprising sedimentation history, palaeoecology (pollen, diatoms, molluscs) and settlement history (Hensel 2010). Two basins (30 m and 70 m wide) are located 2,8 m resp. 3,7 m a.s.l. and represent the lake fringe of an coherent ancient lake (Fig. 2). The connection of both basins is supported by sedimentological and palynological similiarities of Holocene lacustrine sediments, comprising boldly carbonate gyttja, lake marl and thin peat layers. The entire studied cliff section is covered by coastal dunes and colluvial sequences. The reference profile Me-1 (Fig. 3) is situated in the southwestern basin (Basin A, 5,5 m cliff height). At the bottom a till of Pomeranian age is covered by Late glacial lacustrine sands with few embedded peat layers, which mark the transition from Late glacial to Holocene. A remarkable change in sedimention is documented by the calcareous gyttjas above varying from white to dark grey colors and comprising a period from Preboreal to Subboreal. The Preboreal unit is characterised by a deviding silty layer and scores of the *Radiococcus* green algae. The Boreal and older parts of the Atlantic were palynologically not detectable (Fig. 4). The calcareous gyttjas comprehend various mollusc species of humid terrestrial sites. Therefor it is interpreted as a rather spring like sediment of a lake fringe. The ancient lake basin got drained by coastal retreat during the younger Subboreal. It was the start of aggradation while the peat accumulation was accompanied by aeolian sand influx. Pollen analyses prove temporary agrarian influence from Roman period to younger Slavonic. First coastal dunes appear in Mediaval times around 13th century. For several centuries the initial dunes got involved in a shallow lake with *Carex* stands. Successively colluvial and aeolian sands accumulated there and formed a hydromorphic soil up to recent times (Fig. 5).



Abb. 5: Das Profil Me-1 im südwestlichen Becken. Die schwarze Torfschicht unterteilt limnische und telmatische Sedimente im Liegenden sowie äolische und kolluviale Ablagerungen im Hangenden. (Foto S. Lorenz)

*Fig. 5: The profile Me-1 in the southwestern basin. The black peat layer divides lacustrine sediments (below) and aeolian and colluvial sediments (above). (Photo S. Lorenz)*

Aus den Gemarkungen Mechelsdorf, Rerik-Ost, Kägsdorf, Bastorf und Meschendorf sind im Umkreis von ca. 3,5 km rund 565 Fundplätze bekannt, die seit dem Ende des 2. Weltkrieges durch systematische Fundaufsammlungen und durch eine intensive ehrenamtliche Bodendenkmalpflege bekannt wurden. Damit gehört diese Region zu den Gebieten mit der höchsten Dichte an archäologischen Funden in Deutschland (3 Fpl./ha). In der Regel handelt es sich aber um Oberflächenfunde und die wenigen Befunde (meist Gruben, Feuerstellen, Öfen) sind in der Regel zufällig beim Ackerbau entdeckt worden. Die mit weitem Abstand häufigste Fundgruppe sind in dieser Region Flintartefakte. Dieser Umstand ist auf das massenhafte Vorkommen von Geschieben in den Aufschlüssen der Küsten zurückzuführen. Vor allem die verschiedenen Flinte/Silices sind vom vorgeschichtlichen Menschen zur Geräteherstellung genutzt worden.

Nach dem Rückzug der weichselzeitlichen Gletscher ist die Region nur zögerlich vom Menschen aufgesucht worden. Spuren nacheiszeitlicher, jungpaläolithischer Jägergruppen fehlen zumeist. Wesentlich häufiger dagegen sind Funde des Mittel- und vor allem Spätmesolithikums. Flintartefakte sowie Knochen und Geweihgeräte belegen die vielfältige Nutzung eines reichhaltigen Naturraumes durch Jagd und Fischfang.

Nicht vor 3950 BC ist an diesem Teil der Ostseeküste mit dem Einsetzen der bäuerlichen Lebensweise zu rechnen. Vor allem Fragmente und Vorarbeiten geschliffener Flintbeile bezeugen die Intensität der nun einsetzenden Landschaftsnutzung. Dabei spielte die Exploration von Flintknollen eine wichtige Rolle. Schlagplätze mit charakteristischen Abschlagformen deuten auf spezialisiertes Flinthandwerk. Während sich zur Herstellung von einfachen Geräten (Schabern, Klingen, Spitzgeräten) auch fossilienreiche und zerklüftetet Flintknollen eigneten, wurden insbesondere für die Herstellung von Flintbeilen, Dolchen und Sicheln bestimmte Flintarten und -qualitäten bevorzugt. Gerade bei der Beilherstellung scheint es besondere Ansprüche an die Qualität des Flints gegeben zu haben.



Blick in Richtung Osten auf den stark geklüfteten Kliffabschnitt bei Meschendorf. (Foto S. Lorenz)
*View in eastern direction on the jointed clfiff section of Meschendorf.* (Photo S. Lorenz)

Vorarbeiten und Plankenfragmente deuten auf ein spezialisiertes Handwerk, das sehr wahrscheinlich die Versorgung eines weiteren Hinterlandes mit qualitativ hochwertigen Großgeräten übernahm. Die wenigen noch erhaltenen Großsteingräber, meist auf den Kuppen der Endmoränen mit Fernsicht angelegt, sind Zeugnisse permanenter Besiedlung. In einigen Konzentrationen von Flintartefakten kann man Siedlungsplätze vermuten. Ackerbau wurde vermutlich zunächst auf leichteren Böden betrieben.

Auch während des Spätneolithikums und der gesamten Bronzezeit war die Region intensiv besiedelt. Weiterhin hatte die Nutzung der natürlichen Flintvorkommen eine große Bedeutung. Insbesondere Flintdolche und halbmondförmige Flintsicheln wurden hier produziert. Und am Ende der Bronzezeit kommt es, vielleicht ausgelöst durch eine Unterbrechung der Metallimporte aus dem südlichen Europa zu einer regelrechten Renaissance bestimmter Flintgeräte, wie z.B. spezieller Flintklingenformen. Die wenigen noch erhaltenen Hügelgräber liegen meist auf exponierten Kuppen der Grund- und Endmoränen.

Im Verhältnis zur Stein- und Bronzezeit treten die Zeugnisse der Eisenzeit bis in die Völkerwanderungszeit stark zurück. Eine intensive Besiedlung setzt offenbar erst im Frühmittelalter mit Einwanderung und Landesausbau ein. Meist handelt es sich um weilerartige Siedlungen, die bescheidenen Anteil am Handel über die Ostsee hatten. Waren über Flüsse Kontakte ins Binnenland möglich oder günstige Anlandeplätze vorhanden, bildeten sich Burgorte (z.B. Rerik, Rostock) oder Handelsplätze (Groß-Strömkendorf, Dierkow) heraus. Ansonsten ist die frühmittelalterliche Wirtschaft der slawischen Stämme im küstennahen Gebiet durch Fischfang und Landwirtschaft geprägt. Die hochmittelalterliche Besiedlung ab 1200 AD durch Kolonisten aus dem Westen ist im Wesentlichen durch die heutigen Ortslagen nachvollziehbar, wenn man von Wüstungsperioden des 14. Jahrhunderts absieht.

C. Michael Schirren

**Abstract:** From 3.5 km periphery of Meschendorf cliff section around 565 archaeological sites were dicovered by purposeful collectings since Word War II. Though this region has one of the most dense spreading of archeological sites in Germany (3 sites per acre). Most frequently silex artefacts were found (mainly middle and late Mesolithic) followed by pits, fire sites and oven. Not before 3950 BC this part of the Baltic coast has to be expected on using the rural life-style. The manufacturing and use of (grinded) flint axes are related to a increasingly agrarian land use. Also during the late Neolithic period and the whole Bronze Age the region was intensely settled. Furthermore the use of the natural flint occurrence had a great importance. In particular flint daggers and half moon-shaped flint sickles were produced here. Few still preserved tumuli mostly lie on exposed hilltops of the morainic landscape. In proportion to the Stone Age and Bronze Age the reports of the Iron Age strongly withdraw till the Migration period. An intensive settlement starts apparently only in the early Middle Ages with immigration and land removal. Dealing across the Baltic Sea became more important and large trading ports were founded (Groß-Strömkendorf, Dierkow). Otherwise the early-medieval economy of the Slavonics in the coastal fringe is marked by fishing and agriculture. The highly medieval settlement from 1200 AD by colonists from the west is understandable by the today's local village distribution.

## STOP 2: Das Mildenitz-Durchbruchstal bei Kläden – Spätpleistozäne und holozäne Talentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage

*The transverse valley near Klaeden – Late glacial and Holocene valley formation within the Pomeranian ice marginal zone.*

Im mecklenburgischen Verlauf der Pommerschen Haupteisrandlage und ihrer Maximalausdehnung (W2max, auch Frühpommerscher Vorstoß) sind größere Durchbruchstäler (DBT) entwickelt, die für die südlich der Eisrandlagen gelegenen Flusseinzugsgebiete eine Anbindung an das Ostsee-Einzugsgebiet bedeuten. Dazu zählt neben denen der Flüsse Warnow und Nebel auch das Mildenitz-DBT bei Kläden (Abb. 5; Mildenitz 62 km Lauflänge, 523 km² Einzugsgebiet). Typischerweise sind diese Endmoränendurchbrüche in Abhängigkeit der Abfolgen von Höhenrücken und zwischengeschalteten Becken stufenartig und in mehreren Durchbruchsstrecken ausgebildet. Die Genese von großen DBT in Lockersedimenten erlangte schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Quartärforschung, vor allem in Zusammenhang mit Fragen der Urstromtalentstehung (u. a. Galon 1934, Woldstedt 1956). Für die kleinen DBT der weichselglazialen Eisrandlagen liegen aus jüngerer Zeit nur vereinzelte Untersuchungen vor (vgl. Lorenz 2007, Kaiser et al. 2007).

Für das Mildenitz-DBT lässt sich aufgrund des Penetrierens der Eisrandlage und durch die lineare Fortsetzung der Tiefenstrukturen auf eine subglaziale Anlage der Täler schließen. Der Verlauf der „Mildenitz-Rinne“ lässt sich unter Einbezug der Seebecken des mittleren Mildenitz-Verlaufs als peripher (transversal) kennzeichnen. Spätestens mit dem nordwärts zurückweichenden Eisrand erfolgte im Zuge der südwärts gerichteten Schmelzwasserabgabe ein Auskleiden der Rinnen mit glazifluvialen Sedimenten, welche oberflächenbildend sind.

Für die nur kleinräumig am südlichen Talhang nachweisbaren 10 m-, 12 m- und 17 m-Terrassen im Mildenitz-DBT gelangen keine Altersdatierungen und Fließrichtungsrekonstruktionen (Abb. 6). Sie belegen aber ein phasenhaftes Einschneiden des Talbodens im Zuge der Verringerung des Schmelzwasseraufkommens, durch ein sukzessives Austauen des Rinnentoteises (vgl. Galon, 1982) oder durch das Absinken der Erosionsbasis. Pleniglaziales Schmelzwasser floss in einem Niveau weit über dem heutigen Talboden in südliche Richtung ab, wovon glazilimnische Sedimente im unmittelbaren Vorland der W2max-Randlage zeugen (Abb. 7). Die randlichen glazifluvialen Talverfüllungen blieben als kames-artige Terrassen stehen und sind heute gering verbreitet als 17 m-, 12 m-

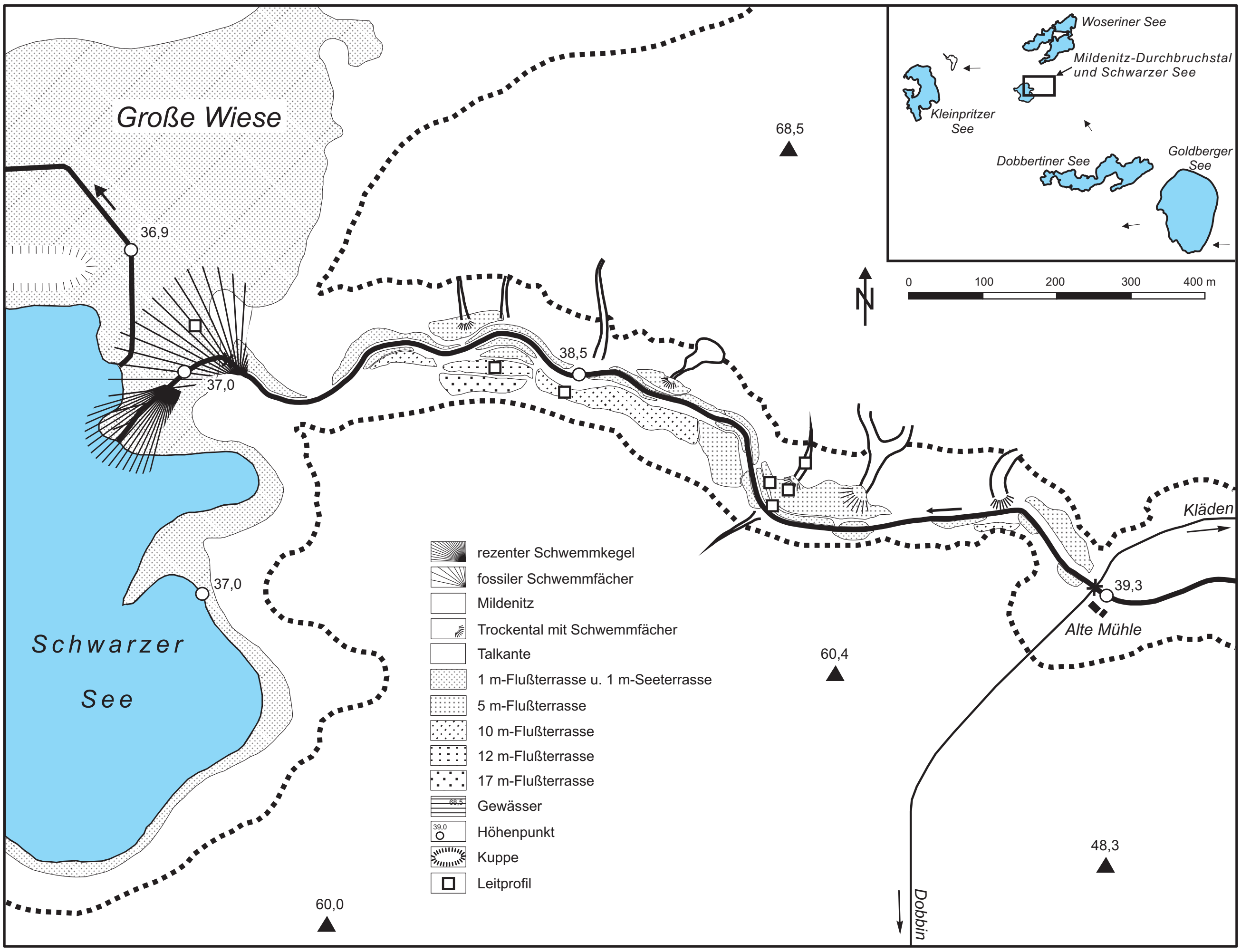



Abb. 5: Geomorphologische Karte des Mildenitz-Durchbruchstals (nach Lorenz & Schult 2004).

*Fig. 5: Geomorphological map of River Mildenitz transverse valley (after Lorenz & Schulz 2004).*

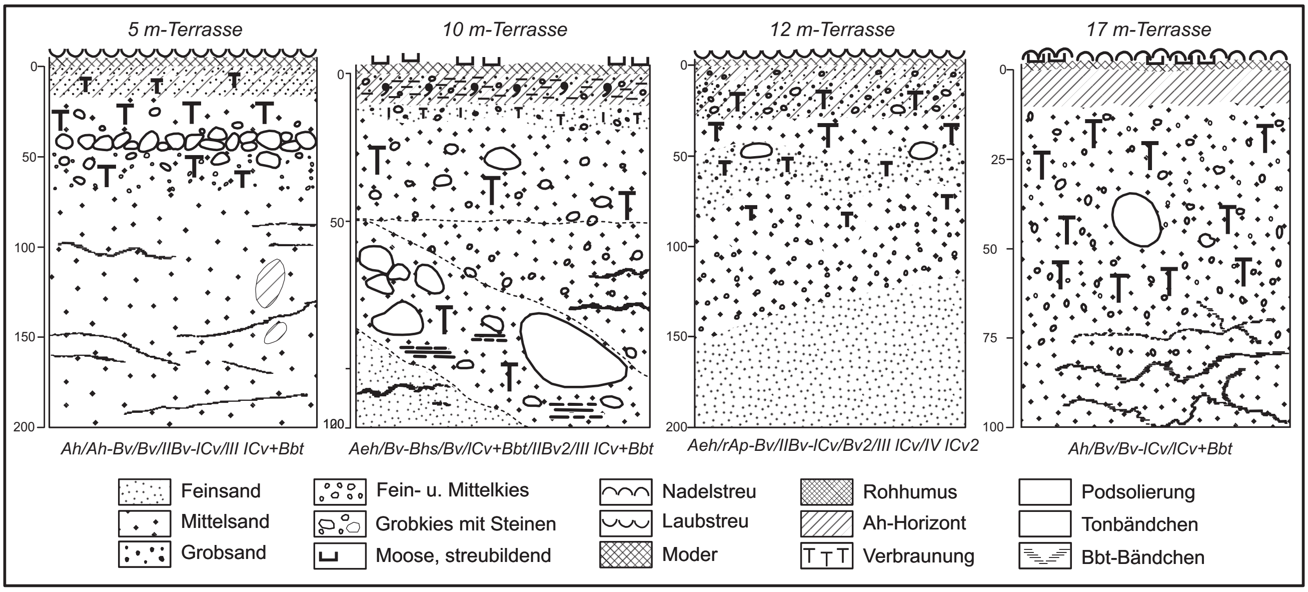



Abb. 6: Leitprofile der pleni- und spätglazialen Terrassen im Mildenitz-Durchbruchstal (aus Lorenz 2007, S. 65).

*Fig. 6: Type profiles of pleni- and lateglacial terraces in the Mildenitz transverse valley (after Lorenz 2007, p. 65).*

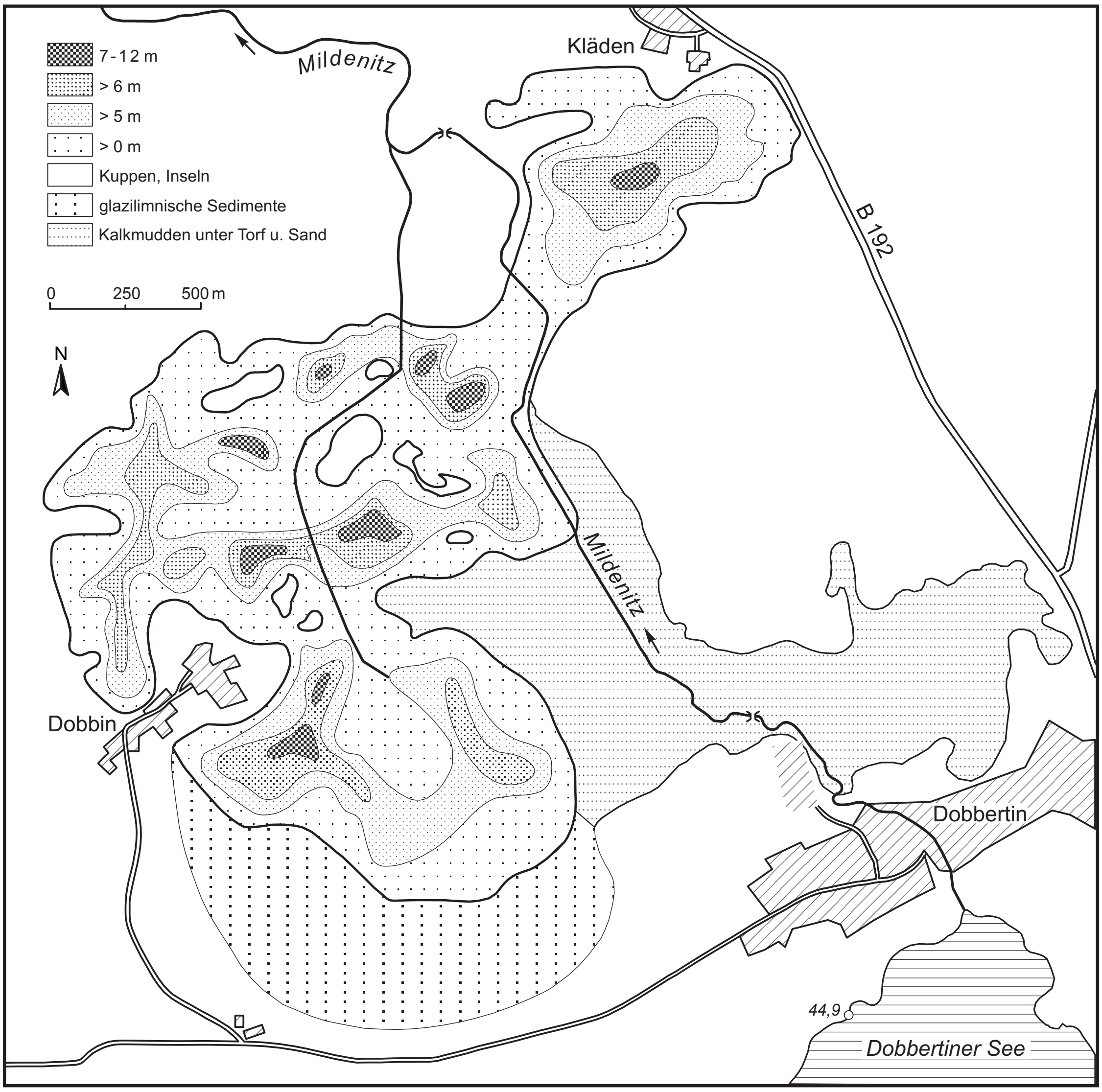



Abb. 7: Verbreitung und Mächtigkeiten limnischer Sedimente im Bereich der Dobbiner und Klädener Plage. Dick umrandet ist die Fläche des Dobbiner und Klädener Sees bis in das 18. Jahrhundert (aus Lorenz 2007, S. 57).

*Fig. 7: Distribution and thickness of limnic sediments in the area of Dobbiner und Klädener Plage. The area in which the Dobbin and Kläden lakes were located until the 18th century is marked by a bold line (after Lorenz 2007, p. 57).*

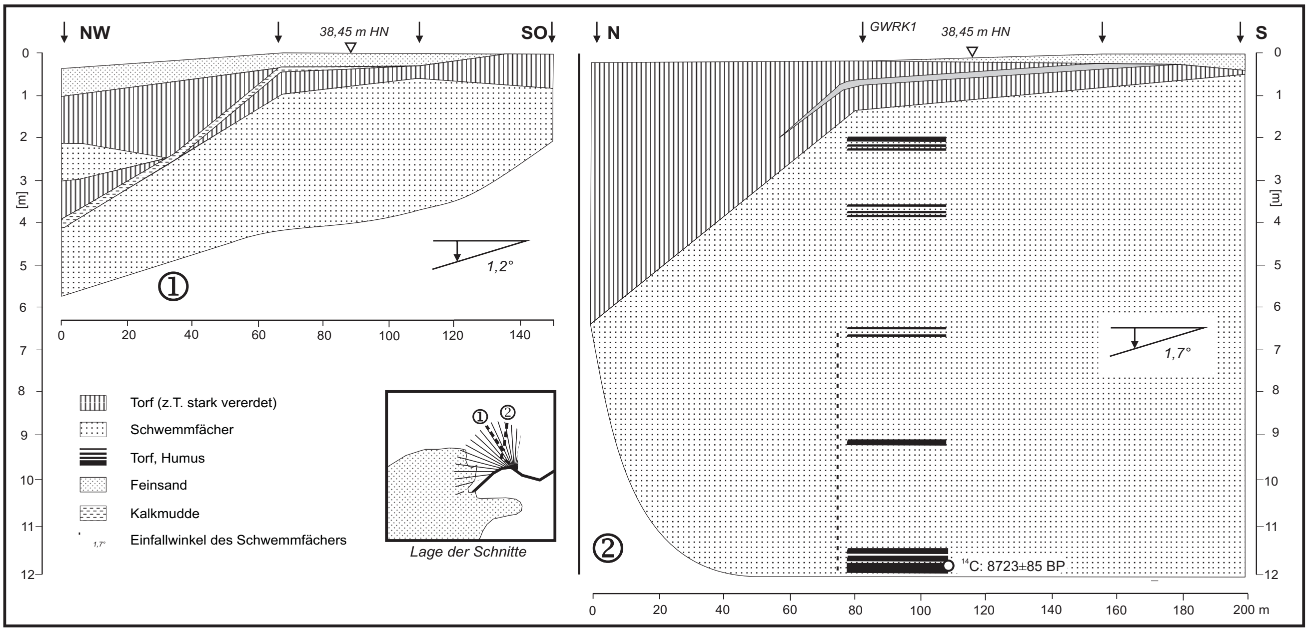



Abb. 8: Schnitte der Mildenitz-Deltas am Schwarzen See (nach Lorenz & Schult 2004).

*Fig. 8: Sections through River Mildenitz deltas at Lake Schwarzer See (after Lorenz & Schult 2004).*

und 10 m-Terrassen am südlichen Talhang zu finden. Deren stark verstellte und klar geschichtete Sedimentkörper deuten auf Rutschungs- und Setzungserscheinungen im Zuge des Toteiszerfalls hin. Für das ausgehende Spätglazial lässt sich im Mildenitz-DBT der Abfluss in südöstliche Richtung anhand der nach Süden einfallenden 5 m-Terrasse ableiten. Dieses Terrassenniveau entspricht einem fossilen, sehr breiten und mit groben Kiesen ausgekleideten Talboden, welcher in Vergesellschaftung mit fossilen Prallhängen einen geschwungenen Gewässerverlauf rekonstruieren lässt. Die dryaszeitlichen Wasserstände der vor- und nachgeschalteten Seebecken lagen erheblich über den heutigen, wie fossile Steilufer sowie abradierte Inselkerne belegen. Für die randliche Zertalung des Mildenitz-Durchbruchstal wird die Jüngere Dryas in Ansatz gebracht, denn ältere Schwemmfächerbildungen wären ausgeräumt oder überformt. Vor allem die Oberflächenabflüsse der südexponierten Talbereiche wurden durch intensiveres Auftauen dabei wirksam, so dass abgespültes Material als Schwemmfächer auf der 5 m-Terrasse zur Ablagerung gelangte.

Am Westende des Mildenitz-Durchbruchstals ist unter einer Seeterrasse des Schwarzen Sees ein mindestens 12 m mächtiger Schwemmfächer aus Kiessanden ausgebildet, an dessen Basis Holzreste, humose Horizonte und Torfe nachgewiesen wurden. Der Schwemmfächer am Rand eines talnahen Beckens (Schwarzer See) wird als Beleg einer seit dem Frühholozän nordwärts gerichteten Entwässerung interpretiert (Abb. 8; Lorenz & Schult, 2004). Ein um >12 m tieferer Wasserstand des Schwarzen Sees zu diesem Zeitpunkt ist unwahrscheinlich, so dass zusätzlich zu einem frühholozänen Niedrigwasserstand ein durch Toteisaustau einsinkender Sedimentkörper in Ansatz gebracht wird (sehr steile und hohe Umrahmung des Schwarzen Sees). Für die Umkehr der Fließrichtung und die finale Ausbildung des Mildenitz-DBT wird ein Ursachenkomplex aus Toteistauen im Bereich von Sedimentschwellen, aus rückschreitender Erosion und durch ein Überlaufen an der tiefsten Schwelle verantwortlich. Das geringere Wasserdargebot durch nun perkolationsfähige Sedimente und die frühholozäne Trockenperiode (vgl. Kalis et al. 2003) bewirkt das tiefe Einschneiden der Mildenitz in die 5 m-Terrasse mit einem nun schmalen und schwach mäandrierendem Flussbett. Zeitnah werden die periglazial angelegten Trockentäler fossilisiert.

Die frühholozäne Umkehr der Fließrichtung ist eine Zäsur in der Gewässernetzentwicklung (vgl. Galon, 1934, 1982). Bislang nicht untersucht ist, ob sich die frühholozänen Schwemmfächerbildungen als gut datierbare Fixpunkte für die Endmoränen-Durchbrüche auch in den Durchbruchsstrecken weiter nördlich bzw. flussabwärts nachweisen lassen. Daraus ließe sich neben einer zeitlichen Dimension für die Ausbildung des Flusslängsprofils dann auch der Einfluss der proglazialen Seebecken und ihres Wasserstandes für die Durchbruchstalentstehung ableiten, denn glazilimnische Becken existierten weiter nördlich nicht. Während des anthropogen noch weitgehend unbeeinflussten Holozäns beruhigt sich das geomorphologische Geschehen im Durchbruchstal. Offensichtlich ist die Eintiefung und Schwellenzerschneidung nur im Präboreal und Boreal erfolgt. Für die Mildenitz ist im Atlantikum und Subboreal von einem mäandrierenden Verlauf im Durchbruchstal auf einem Niveau leicht unter dem heutigen auszugehen, wobei Akkumulation und Erosion in Abhängigkeit der Erosionsbasis erfolgten. Hinweise auf stabile Abflussverhältnisse der Mildenitz bis in das Subboreal liefern Bruchwald-Torfe etwa 0,8-1 m unter der rezenten, aus fluvialen Sanden aufgebauten 1 m-Terrasse (Abb. 9).

Der Einfluss des mittelalterlichen Wassermühlenstaus wird durch eine Akkumulationsterrasse zwischen 0,6-1 m über dem Mittelwasser deutlich. In die Sande der 1 m-Terrasse sind mehrere Humus- und Torfbänder eingebettet, die den akkumulativen Charakter unterstreichen. Die Abfolge von fluvialen Sanden und groben, gut gerundeten Kiesen über holzreichen Bruchwaldtorfen und Organomudden verdeutlicht einen markanten Wechsel der Flussdynamik



Im Mildenitz-Durchbruchstal bei Kläden. (Foto J. Gast)

*Within the River Mildenitz transverse valley. (Photo J. Gast)*

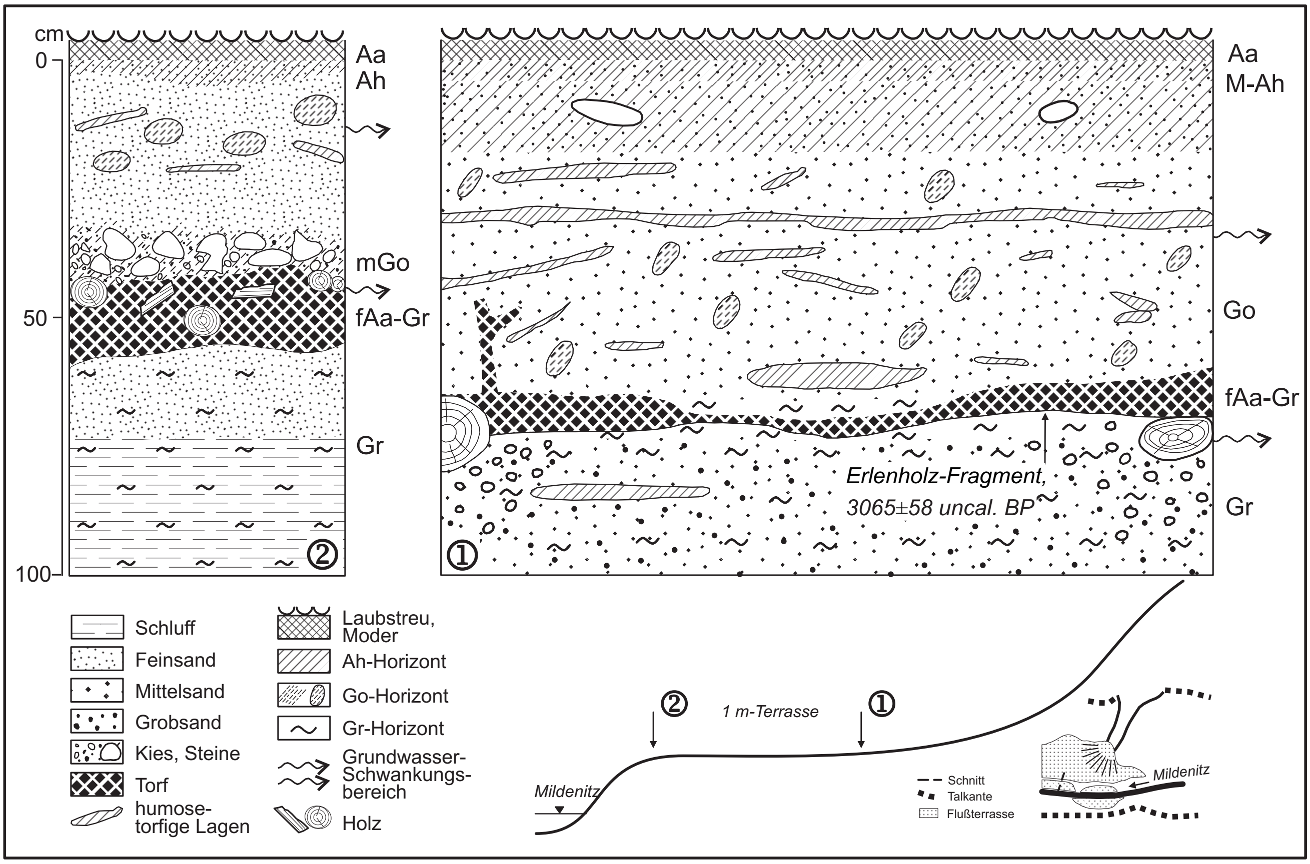



Abb. 9: Leitprofile der 1 m-Terrasse im Mildenitz-Durchbruchstal (aus Lorenz 2007, S. 63).

*Abb. 9: Type profiles of the 1 m terrace in River Mildenitz transverse valley (from Lorenz 2007, p. 63).*

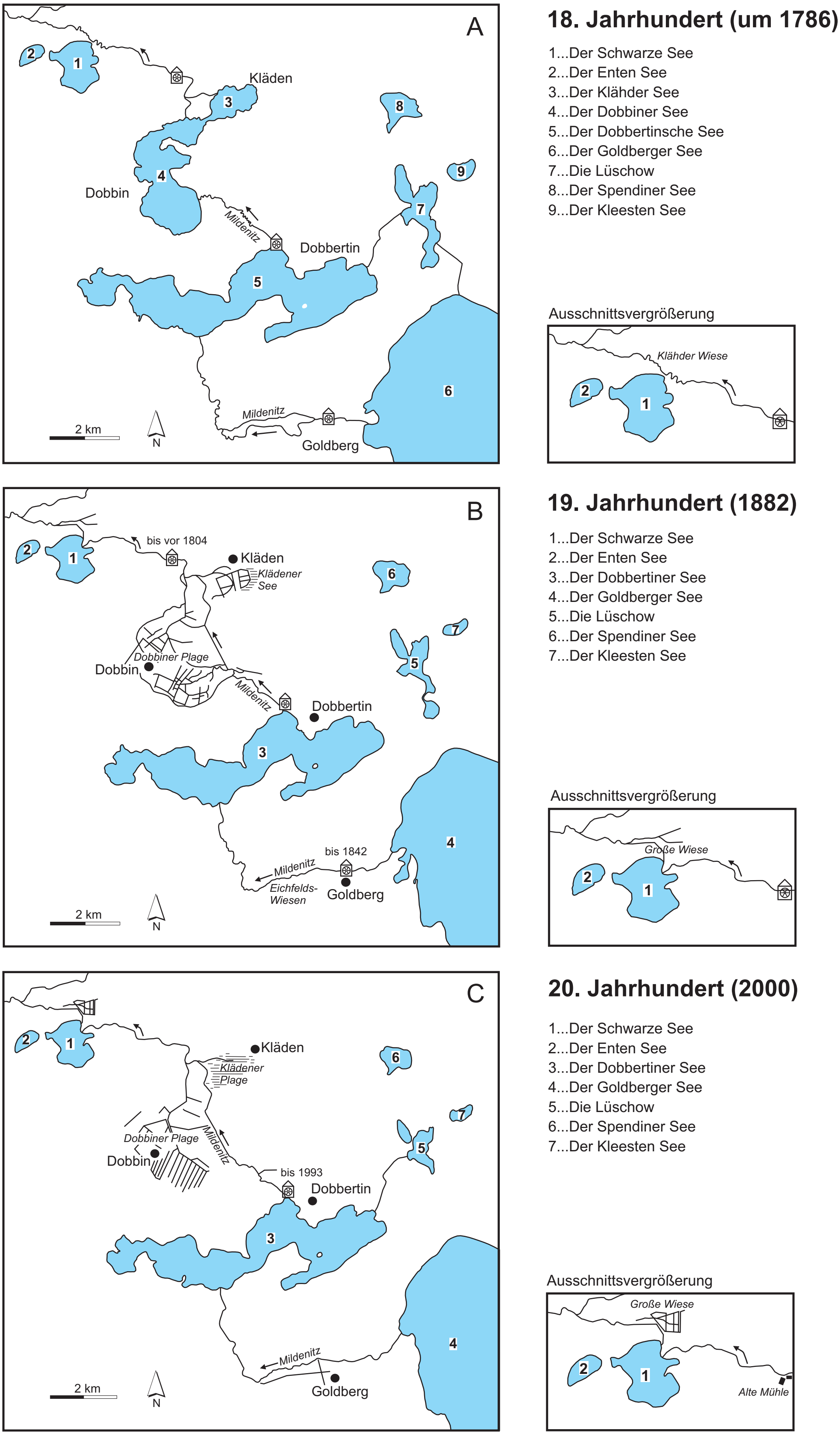



Abb. 10: Veränderungen des Gewässernetzes im Mildenitzverlauf zwischen Goldberger See und Schwarzem See mit bekannten Wassermühlen (aus Lorenz 2007, S. 80).

*Fig. 10: Changes in the Mildenitz hydrographic network between Lake Goldberg and Lake Schwarzer See and locations of former water mills (after Lorenz 2007, S. 80).*

A

spätestens ab dem 14. Jh. Die Pollenspektren der Terrassensande (Humus- und Torflaminen) belegen einen mittelalterlich-neuzeitlichen Akkumulationszeitraum (Lorenz & Schult, 2004) und werden einer Wassermühle am westlichen Talausgang zugeschrieben. Starke Auswirkungen für beide Flusstäler bringen die Laufverlegungen, Meliorationsmaßnahmen und Seespiegelabsenkungen ab der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts und spätere Mühlen-Legungen mit sich, die eine Absenkung der Erosionsbasis bedeuteten und ein nachfolgendes Einschneiden des Gerinnes mit Terrassenfreilegung verursachten (Abb. 10; Lorenz, 2007, S. 76ff.).

Sebastian Lorenz

**Abstract:** The River Mildenitz cuts a 2 km long and about 20 m deep, narrow valley through a sand dominated plateau of the Early Pomeranian advance ice margin (W2max in German terminology) eventually running into the Schwarzer Lake. Along the incised valley, five terrace levels can be recognized. The 17 m-, 12 m- and 10 m-terraces consist of non calcareous glacifluvial gravelly sands and pebbles. The terraces are rarely distributed on the left flank of the narrow valley, and they are considered to be Pleniglacial or Late Glacial. The 5 m-terrace is found on both valley slopes and is inclined against the recent river slope. The 5 m-terrace consists of glacifluvial-lacustrine sands with a coarse gravel layer, and is underlain by silty sediments. It also has cambisols and podzolic cambisols. Eight slope channels from the surrounding outwash plain reach this terrace level, concealing it with colluvial fans. Lake Schwarzer See is surrounded by a 1 m-terrace, whose formation is associated with water stowage of medieval mills. It is an accumulation of about 1 m thick fluvial sands covering peat and gleyic soils. Two alluvial fans of the Mildenitz of different ages were found in the area of the river mouth at Schwarzer Lake. The older 9 m thick alluvial fan was deposited in Schwarzer Lake during the Early Holocene, and is now buried under peat. A second still active alluvial fan was found towards the south. Its formation was caused by improvements and displacement of the Mildenitz in the 19th century. Late Glacial drainage on the 5 m-terrace level in SE direction is proposed. An Early Holocene alluvial fan marks the reversal of the flow direction and the development of an NW headed drainage to the Baltic Sea.

## STOP 3 Aussichtspunkt am Krakower See zwischen Bossow und Möllen – Jungquartäre Paläohydrologie und Limnogeologie des Krakower Sees

*Viewpoint at Lake Krakower See between villages Bossow and Möllen – Late Quaternary palaeohydrology and limnogeology of Lake Krakower See*

Der Krakower Raum war seit Ende des 19. Jahrhunderts mehrfach Gegenstand geowissenschaftlicher Untersuchungen (Geinitz 1886, Möckel 1892, Ahrens 1913, Schulz 1963, Richter 1963, Lorenz 2007). Dabei machen seine Lage in unmittelbarer Nachbarschaft von Eisrandlagen (Abb. 11), sein stark strukturiertes Seebecken und seine hydrographische Anbindung an ein Durchbruchstal den besonderen Reiz aus. Unter Berücksichtigung seiner Seeterrassen, seiner Seesedimente und unter Einbeziehung des angrenzenden Nebel-Durchbruchstals erfuhr der Krakower See in den letzten Jahren eine Bearbeitung unter paläohydrologischen und paläoökologischen Gesichtspunkten (Rother 2003, Viehberg 2004, Dörfler & Hübener 2004, Lorenz 2003, 2007).

Der Krakower See (16,48 km², 47,5 m HN, mesotroph) wird durch 21 Inseln gegliedert, von denen einige durch Verlandung oder künstliche Verbindungen mittlerweile Halbinseln sind. Das Seebecken setzt sich aus fünf Teilbecken zusammen, denen eine Orientierung von tiefen Rinnen in NNE-SSW-Richtung gemein ist, welche durch Schwellen voneinander abgegrenzt sind. Im Obersee trennt die zentral gelegene Inselgruppe zwei Rinnen, von denen die westliche mit 27,5 m das Beckentiefste des Krakower Sees beinhaltet. Das Seebecken besitzt keinen Anschluss an die glazilimnischen Staubeckenablagerungen der Nossentiner-Schwinzer Heide, die etwa 8 km südlich am proximalen Ende des W2/W2max-Sanders verbreitet sind. Die Nähe des Krakower Sees zu den Marginalzonen und seine Morphometrie legen daher eine Beckenentstehung im überwiegend glazifluvialen Erosionsgebiet nahe (vgl. Schulz, 1963, 1994).

Die 2 m-Terrasse belegt den höchsten nachweisbaren Wasserstand des Krakower Sees bei 51 m HN, etwa 3 m über dem rezenten. Ihre Verbreitung schwankt zwischen 1,5-3,2 m über dem rezenten Wasserstand und kann in einer Breite von 200-500 m um den gesamten See nachvollzogen werden, am deutlichsten am Südufer bei Glave. Die 2 m-Terrasse fällt mit einem Winkel von ca. 0,6 % in Richtung Seebecken ein und wird durch überwiegend sandige, teils kiesige Substrate aufgebaut. Karbonatreiche und molluskenfreie glazilimnische Sedimente (Seekreide oder karbonatische Silikatmudden) in 60-180 cm Tiefe mit 5-35 cm Mächtigkeit sind ein typisches Merkmal ihres akkumulativen Terrassenabschnitts (Abb. 12). Deren Lagerungsbedingungen deuten auf eine sekundäre Verpressung durch Übersandung oder eine periglaziale Verformung nach Trockenfallen (Lorenz, 2003). Die Verbreitung der 2 m-Terrasse und mit ihr vergesellschafteter Strukturen, wie niveaugleiche Verebnungen, fossile Kliffs und glazilimnische Sedimente erlaubt die Rekonstruktion eines ca. 30 km² großen spätglazialen Paläosees, dessen Wasserspiegel bei 51 m HN lag (Abb. 13). Dieser erstreckte sich auch auf zwölf kleinere heute eigenständige Seen im Umfeld des Krakower Sees und hatte keinen Abfluss in nördliche Richtung. Rinnenstrukturen am Südende des Krakower Sees legen (kurzfristige?) Abflüsse in südliche Richtung nahe. Alle Inseln des Krakower Sees wurden im Niveau der 2 m-Terrasse abradiert (Lorenz, 2003).

Das Alter des Paläosees ist bislang nicht absolut datiert, wird aber durch die deutlich tiefere Lage allerød- und

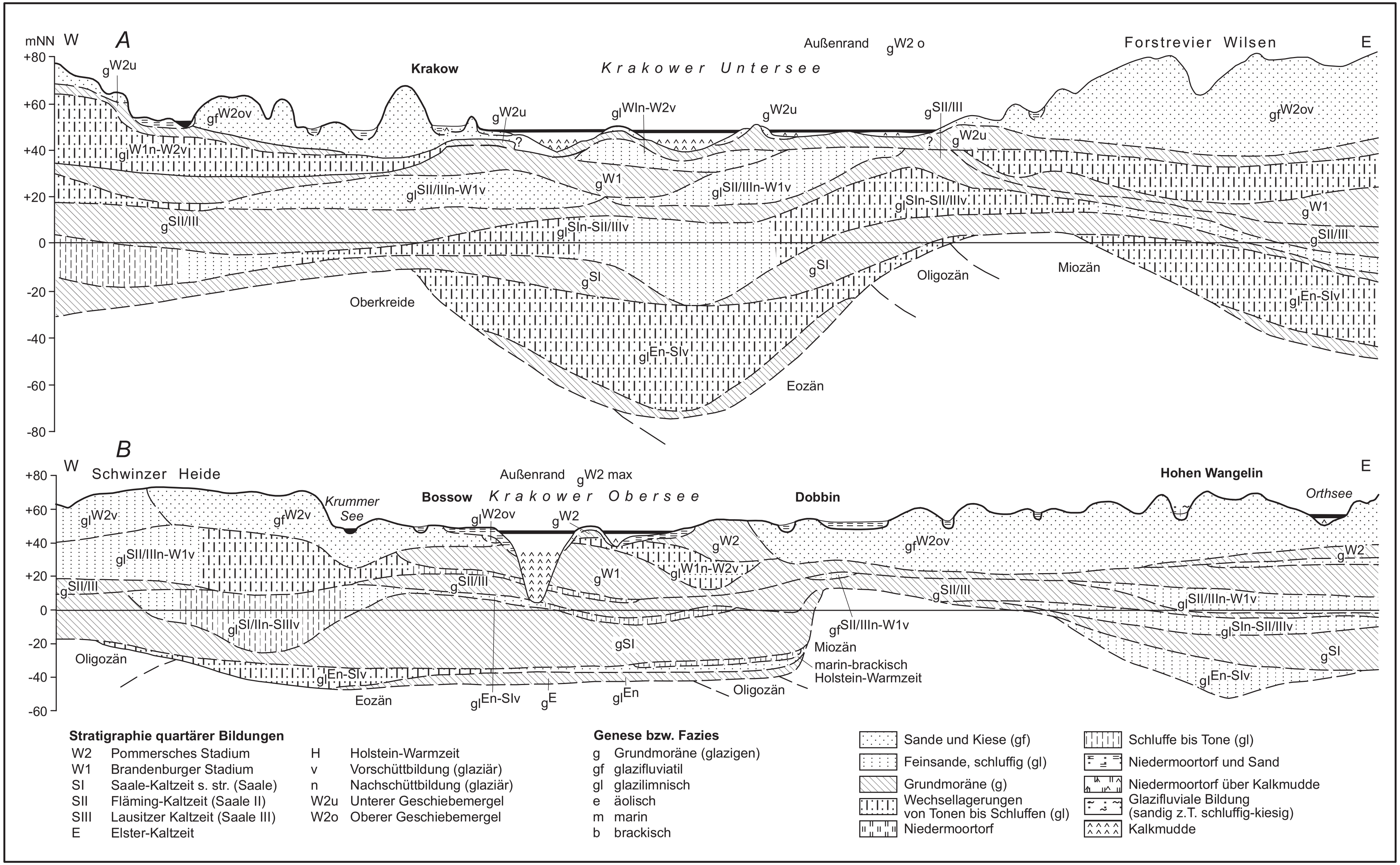



Abb. 11: Quartärgeologische W-E-Schnitte im Bereich der W2-Eisrandlage (A, Krakower Untersee) und der W2max-Eisrandlage (B, Krakower Obersee, aus Lorenz 2007, S. 86).

*Fig. 11: W-E headed Quaternary geological sections within Pomeranian ice marginal zone (A, W2, Lake Krakower Untersee) and within maximum extent of Pomeranian ice marginal zone (B, W2max, Lake Krakower Obersee, from Lorenz 2007, p. 86).*

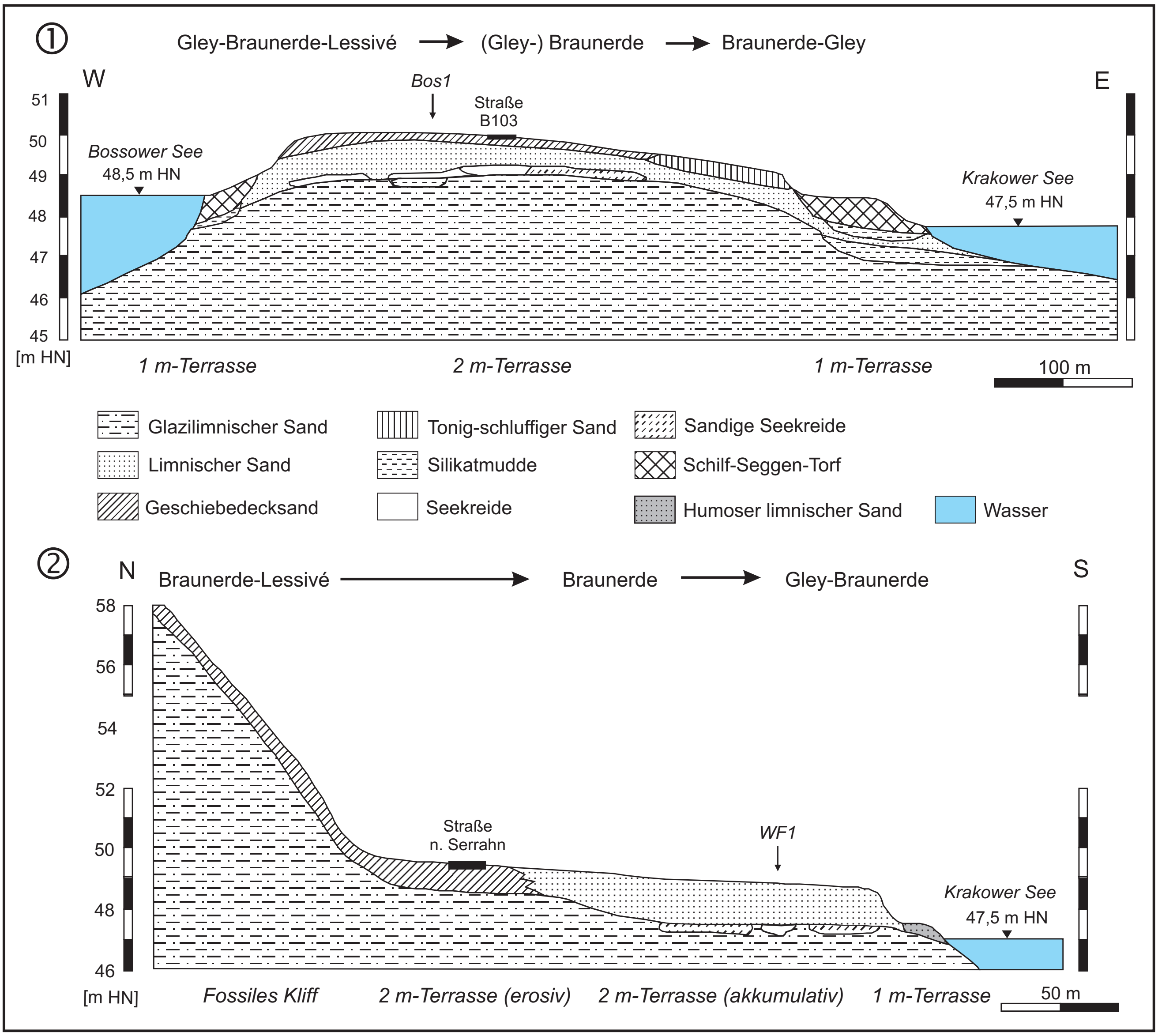



Abb. 12: Sedimentologische Schnitte durch die 2 m-Terrasse am Krakower See (aus Lorenz 2007, S. 90).

*Fig. 12: Sedimentological sections through the 2 m-lake terrace at Lake Krakower See (from Lorenz 2007, p. 90).*

dryas-zeitlicher Sedimente im Litoral des Krakower Sees in das ältere Spätglazial (Prä-Allerød) gestellt (Lorenz 2007). Wahrscheinlich induzierten die spätglazialen Klimaschankungen markante Schwankungen des Wasserspiegels (Toteistauen, Oberflächenzuflüsse). Das Paläosee-Stadium endet in der ausgehenden Jüngeren Dryas durch einen Ursachenkomplex aus rückschreitender Erosion, der Zerschneidung von Geschiebemergelschwellen und dem Überlaufen des Krakower Sees in nordöstliche Richtung mit der Entstehung des Nebel-Duchbruchstals (Rother, 2003, S. 133f.). Damit ist eine markante Absenkung des Wasserstandes verbunden, die sich mit klimatisch bedingten Niedrigwasserständen des Präboreals überlagert (s.u.).

Ein etwa 6 m mächtige Abfolge limnischer und telmatischer Sedimente vom Südrand des Krakower Sees verdeutlicht die holozäne Wasserstandsentwicklung des Sees (Abb. 14). Ergänzend dazu geben litorale und profundale Seesedimente über die holozäne Umweltgeschichte Auskunft (Viehberg 2004, Hübener & Dörfler 2004). Der fossile Gley an der Basis des Kerns SBR2 vom Südrand des Krakower Sees liefert mit organogenen Sedimenten eines Basistorfs den sicheren Beleg einer hydromorphen Landoberfläche aus dem Präboreal, die etwa 4,5 m (43 m HN) unter dem heutigen Wasserspiegel des Sees liegt und im Boreal unter Kalkmudden des rasch transgredierenden Sees gerät. Der Wasserstand des Krakower Sees lag im Präboreal unter 43 m HN, mehr als 4,5 m unter dem heutigen Wasserstand. Ab dem Boreal führen steigende Wasserstände zur Überflutung ufernaher Versumpfungsbereiche, die ab dem frühen Atlantikum durch Trophiewechsel und markante Anstiege des Glühverlustes und Karbonatgehaltes in den Seesedimenten erfasst sind. Bis in das Ältere Subboreal werden ausschließlich Kalkmudden im Seebecken akkumuliert, die am Beckenrand in Organomudden und schließlich in Torf übergehen und die randliche Verflachung und Verlandung des Sees sedimentologisch und paläobotanisch (Verschwinden der Wasserpflanzen, Zunahme Nässezeiger) anzeigen. Der Substratwechsel wird als Beleg eines konstant niedrigen Wasserstandes an der Grenze Atlantikum/Subboreal angesehen und findet am Krakower See



Blick von Westen auf den Krakower Obersee mit den Inseln Steinwerder, Großer Werder. (Foto S. Lorenz)

*View from the west on Lake Krakower Obersee with the islands Steinwerder and Grosser Werder. (Photo S. Lorenz)*



Blick von Nordosten auf den buchtenreichen Krakower Untersee. Im Vordergrund die Ortslage Serrahn. (Foto S. Lorenz)

*View from northeast on the strongly structured Lake Krakower Untersee with the village Serrahn in front. (Photo S. Lorenz)*

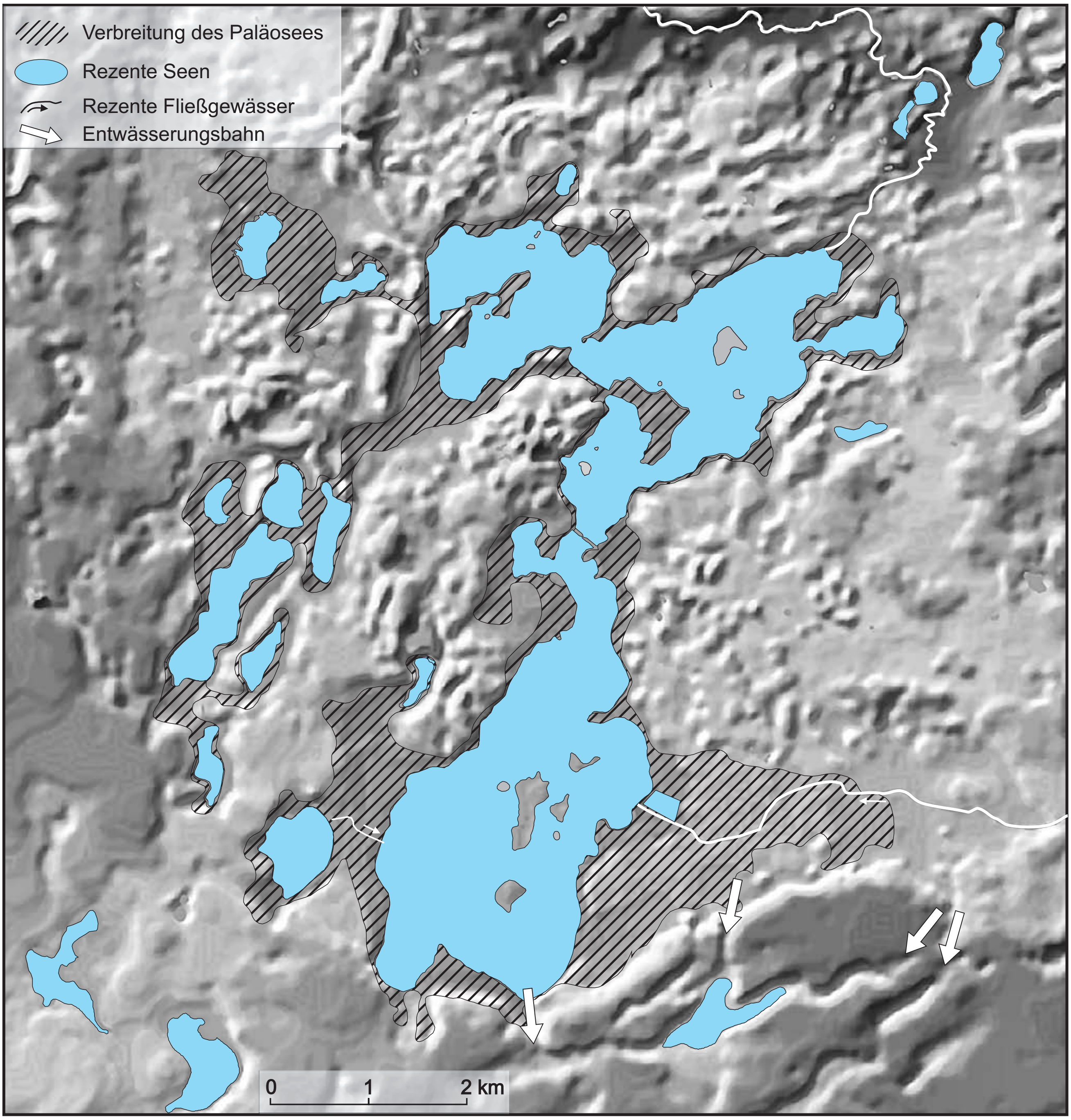



Abb. 13: Präallerødzeitliche Erstreckung des Krakower Sees bei einem Wasserstand von ca. 51 m HN (aus Lorenz 2007, S. 115).

*Fig. 13: Pre-Allerød extent of Lake Krakower See with a lake level of appr. 51 m a.s.l. (from Lorenz 2007, p. 115).*

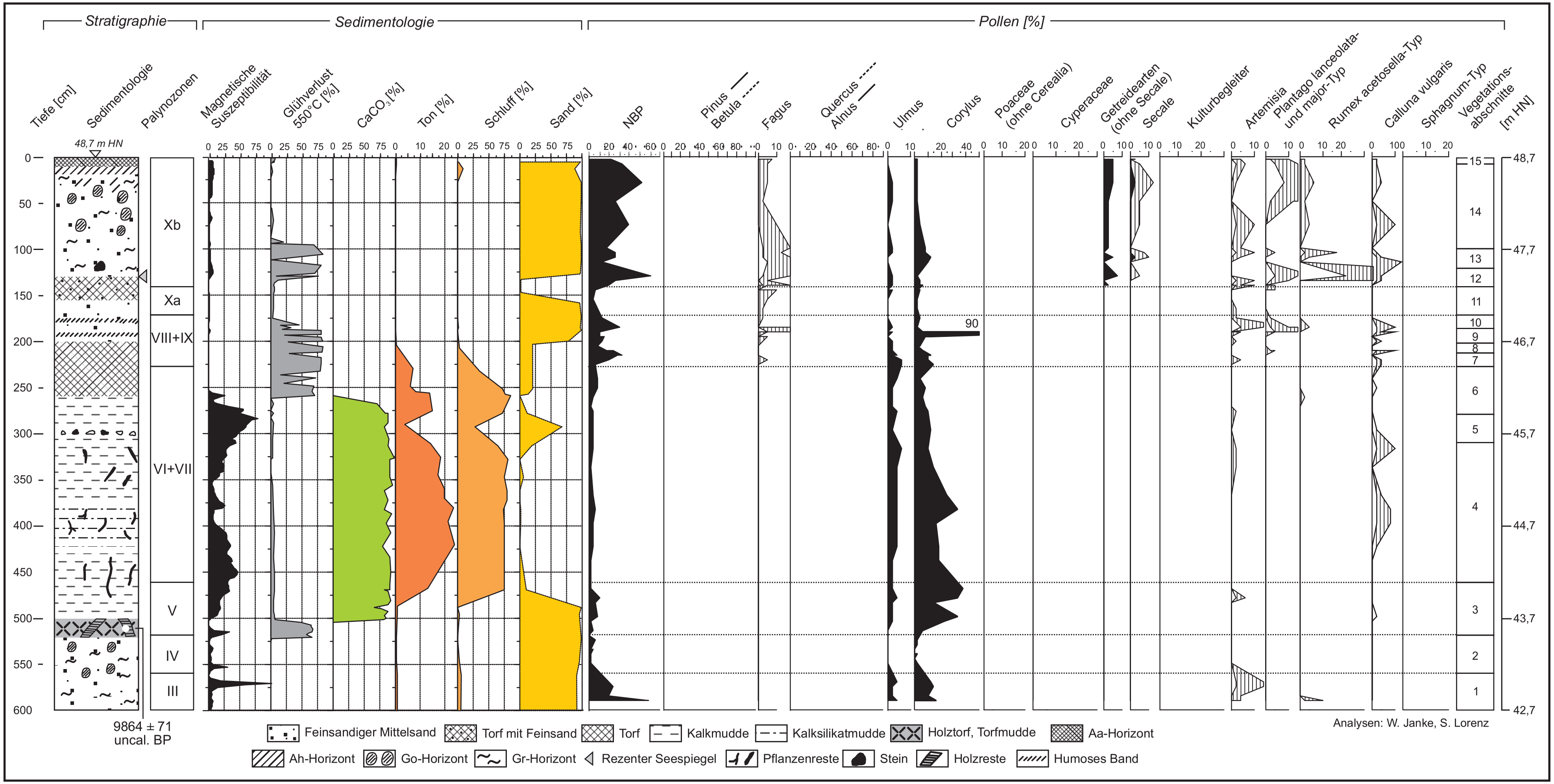



Abb. 14: Stratigraphie, sedimentologische Parameter und verkürztes Pollendiagramm des Profils SBR2 vom Südufer des Krakower Sees (aus LORENZ 2007, S. 95).

*Fig. 14: Stratigraphy, sedimentological properties and simplified pollen diagram from southern lake fringe (from LORENZ 2007, p. 95).*

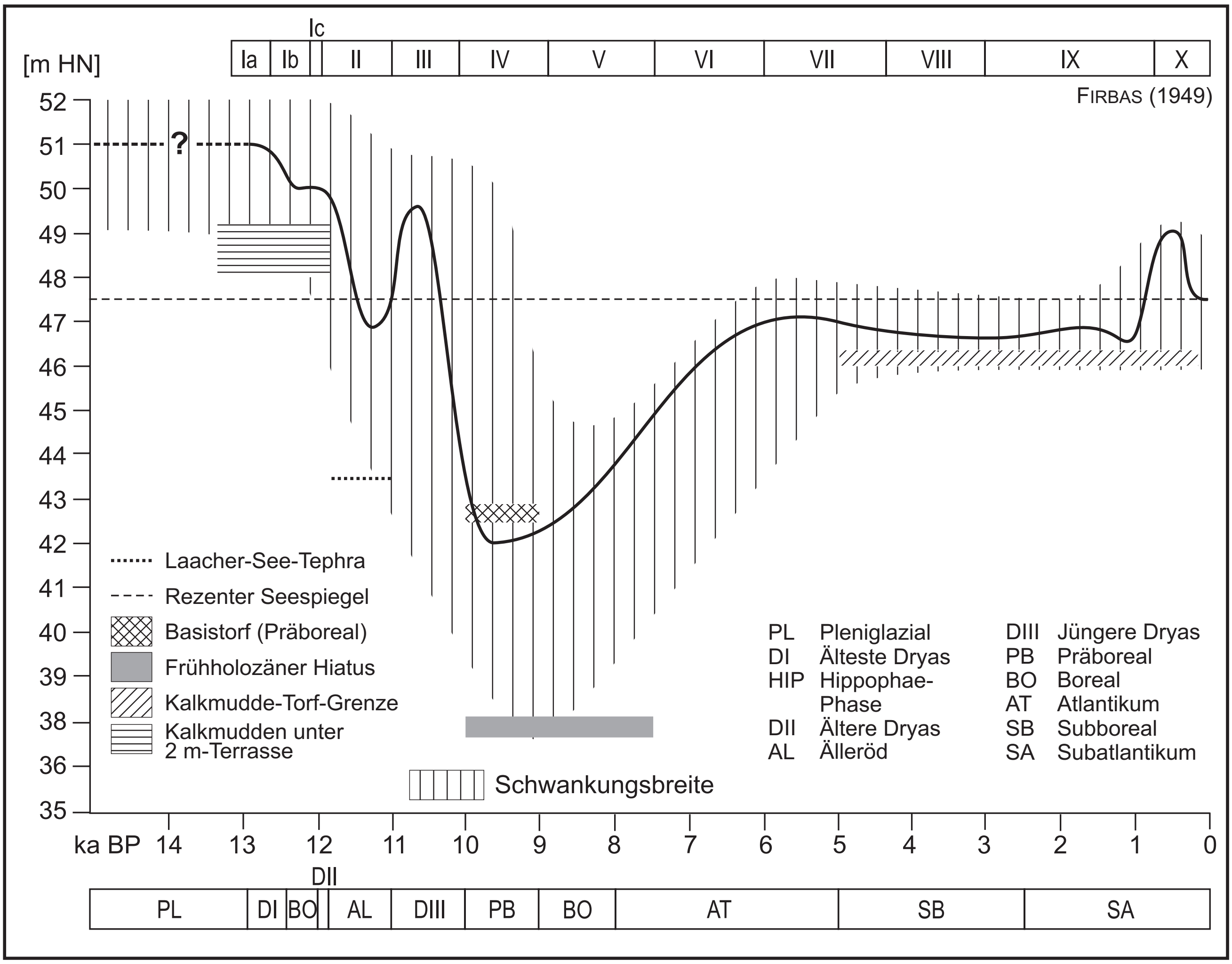



Abb. 15: Postglaziale Wasserstandsentwicklung des Krakower Sees.

*Fig. 15: Postglacial water-level development of Lake Krakower See.*

bei 0,5-1,5 m unter dem heutigen Wasserspiegel statt. Zeitgleich mit den Verlandungserscheinungen ist das Einsetzen des menschlichen Wirkens im Krakower Raum über das Erstauftreten von Kulturzeigern und rasch wechselnden Waldgemeinschaften belegt. Am Übergang zum Subboreal steigen die *Plantago*-Werte gemeinsam mit anderen Indikatoren menschlicher Aktivität an und dokumentieren regional bekannte, frühe Landnutzungsphasen des Neolithikums (Abb. 14). Die Strandwallsedimente auf dem Verlandungssaum im Kern SBR2 belegen ab dem Übergang Subboreal-Subatlantikum eine zunehmende Dynamik des Wasserstandes, wobei sandige Strandwallsequenzen steigenden, humose bis torfige Einbettungen dagegen konstanten Wasserständen zuzuordnen sind. Als Phasen steigender bzw. erhöhter Wasserstände können der Übergang Subboreal-Subatlantikum (Eisenzeit, Römische Kaiserzeit) und das Mittlere Subatlantikum (Spätmittelalter ab 13. Jh.) benannt werden (Abb. 15). Der obere Strandwallabschnitt ist dem mittelalterlichen Seespiegelanstieg infolge des Mühlenstaus am Krakower See (Wassermühle Serrahn) zugeordnet. Wassermühlen und wasserbauliche Veränderungen trugen ab dem späten 12. Jahrhundert landesweit zu erheblichen Veränderungen der Gewässerlandschaft bei (Ruchhöft 2002; Bleile 2005, Driescher 2003).

Generell sind während der Slawenzeit deutlich niedriger Wasserstände als heute verbreitet (s. Stop 3B, Abb. 18), was subaquatische Siedlungsfunde in nordostdeutschen Seen sehr anschaulich dokumentieren (z. B. Bleile 2005). Das Fehlen von Sedimenten mit slawenzeitlichem Pollenspektrum im Kern SBR2 ist Ausdruck dieser Phase (Abb. 14). Torfige und humose Sedimente, die sich eingebettet im Strandwallkörper befanden, sind deshalb stark vermullt und zeigen eine schlechte Pollenerhaltung. Die (spätslawischen-) mittelalterlichen Wasserstandszunahmen verursachten nachfolgend Sedimentationslücken, indem sie durch Wellenschlag die mineralisiert leicht erodierbaren Torfe verlagerten. Am Krakower See lässt sich der mühlenstaubedingte Wasseranstieg auch durch die rasante Zunahme der Total-Phosphor-Werte im Wasserkörper nachvollziehen. Der See wechselt in diesem Zusammenhang vom oligotroph-mesotrophen in den eutrophen Status (Hübener & Dörfler 2004). Vermutlich über 600 Jahre verharrt der Krakower See auf einem Wasserstand, der deutlich über dem heutigen lag. Erst im Jahr 1830 wird durch die Beseitigung und flussabwärtige Verlegung eines Aalfangs am Nebel-Austritt der See um 1,05 m auf den heutigen Pegel von 47,5 m HN abgesenkt. Seit 1972 wird der Krakower See durch ein Wehr am Nebelausfluß konstant auf 47,5 m HN eingepegelt.

Sebastian Lorenz, Wolfgang Janke

**Abstract:** The Krakower region was several times an object of geoscientific investigations since end of the 19th century. What puts out Lake Krakower See's special charme are the neighborhood of the Pomeranian ice marginal zone, his very structured lake basin, and his hydrographic binding to a transverse valley (River Nebel). Two lake terraces (1 m, 2 m) verify Late glacial and ancient lake levels higher than nowadays. Glaciolacustrine sediments beneath 2 m-terrace prove a Late glacial, almost twice as big paleo lake (51 m a.s.l.) which is older than the Allerød. At the latest from the Allerød the sedimentation of calcareous gyttja within shallow water areas started. The transition from Late glacial to Holocene is characterized by transverse valley formation and the onset of the north headed drainage system of River Nebel. Within the investigation area the influence of melting dead ice is delayed until Preboreal. The formation of a drainage outlet is coupled with a remarkable lake level lowering to 43 m a.s.l. The period from Boreal to early Atlantic denotes a lake level rise of 3 m. At the end of the Atlantic the aggradation of Lake Krakower Sees starts with peat accumulation at outermost lake fringes. At the same time first neolithic pollen signals occur with no reaction of the diatom-transferred trophic state. With the beginning of the Subatlantic around 2500 BP the lake level rises once again. The medieval climate optimum is proven by a lake level lowering in Slavonic times. Since 1300 AD anthropgenic influences due to mill stowage, reinforced settlement and a moister climate coincide and lead to a lake level rise up to 49-49 m a.s.l., a remarkable trophic shift to eutrophic conditions and fluvial terrace formation. In 1830 AD the 1 m-terrace uprises from anthropogenic lake level drawing.

## STOP 3B Seen in der mittelalterlichen Kulturlandschaft Norddeutschlands

*Lakes in the medieval cultural landscape of NE Germany*

In der zweiten Hälfte des 7. Jahrhunderts n. Chr. erreichten slawische Siedler das vermutlich weitgehend menschenleere Gebiet des heutigen Norddeutschlands. Ihre Expansion endete im Westen an der Elbe und weiter nördlich etwa im Verlauf der Schwentine, einem Gebiet, das später als „limes Saxoniae" in den mittelalterlichen Chroniken die Grenze zwischen dem Deutschen Reich und den slawischen Stämmen der Abodriten markierte (Brather 2001).

Die mehr als 5000 Seen der norddeutschen Tiefebene, an deren Ufern die Slawen in den folgenden fünf Jahrhunderten bevorzugt ihre Siedlungen und Burgen errichteten, waren zumeist am Ende der Weichsel-Kaltzeit entstanden.

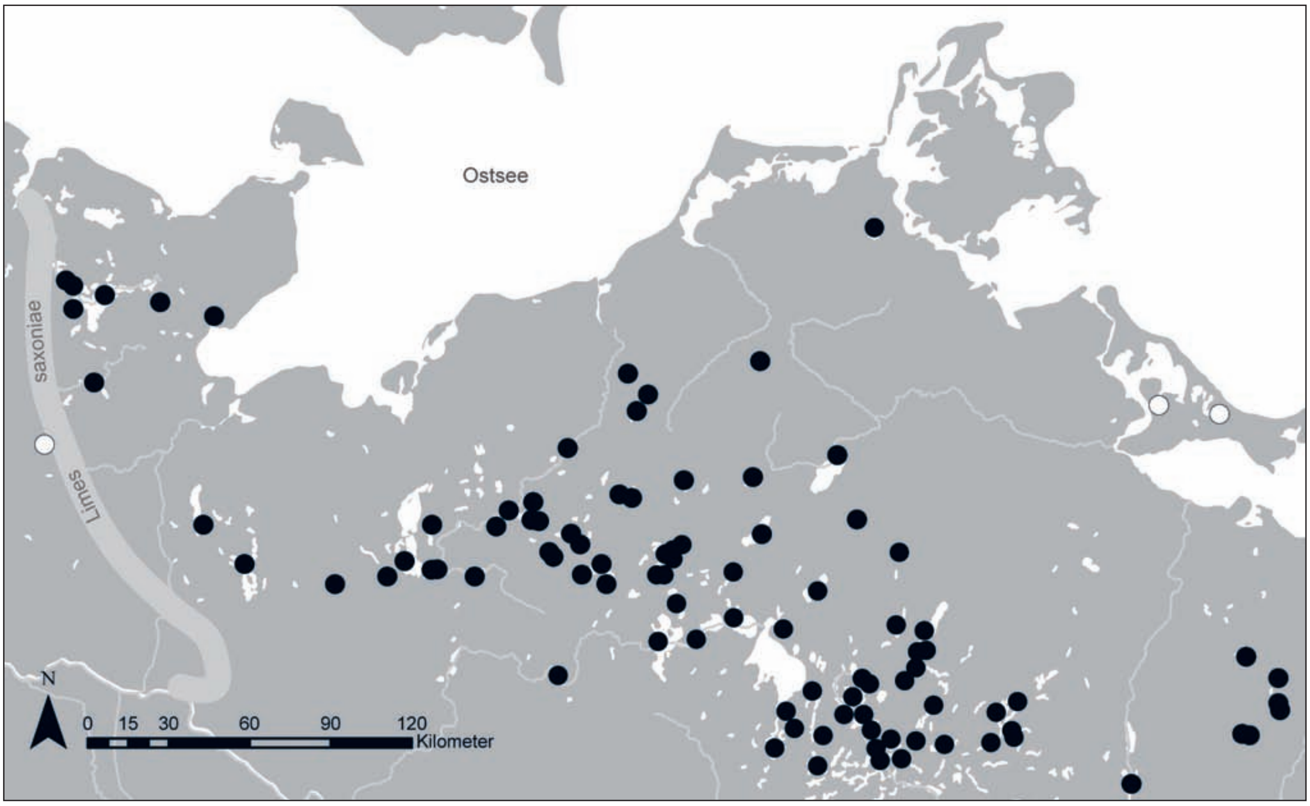



Abb. 16: Slawenzeitliche Inselnutzungen in Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein.

*Fig. 16: Slavonic and medieval usage of islands in lakes.*

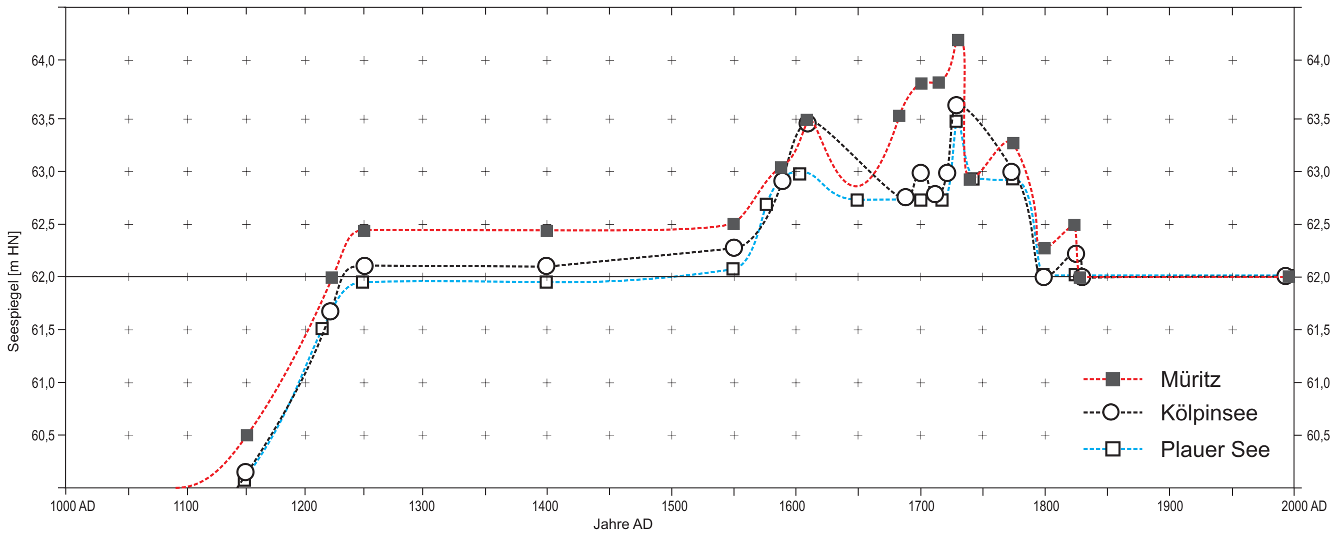



Abb. 17: Wasserspiegel der Oberen Seen (Mecklenburg) in Mittelalter und Neuzeit (nach Ruchhöft 2002, S. 200).
*Fig. 17: Lake levels of the lakes „Obere Seen" (Upper lakes) in Medieval and Modern times (after Ruchhöft 2002, S. 200).*

Gletscher schürften tiefe Seebecken, die sich seit dem Präboreal allmählich mit Wasser füllten. Der bis heute anhaltende Wasserspiegelanstieg seit dem Boreal erreichte im Verlaufe des Atlantikums eine Geschwindigkeit von 1-2 m pro Jahrtausend. Seit dem Subatlantikum sind nicht nur Klimaschwankungen oder geomorphologische Veränderungen für sinkende oder steigende Seespiegel verantwortlich, sondern auch die Folgen anthropogener Landnutzung. Einen direkten Eingriff in die Gewässerlandschaft durch den Menschen ist allerdings in Norddeutschland erst mit dem Bau von Wassermühlen seit dem späten 12. Jahrhundert nachweisbar (Kaiser 2001; Lorenz 2007).

Gerade für die ufernah siedelnden Slawen konnten langfristig wirkende Wasserspiegelschwankungen gravierende Auswirkungen auf die Entwicklung der Siedlungslandschaft haben, wie die explosionsartige Zunahme von Inselsiedlungen und Inselburgen seit dem 10. Jahrhundert zeigt (Abb. 16). Zwar ist der Rückzug auf Inseln einem zu dieser Zeit besonders ausgeprägten Schutzbedürfnis aufgrund ständiger Auseinandersetzungen mit dem Deutschen Reich geschuldet, doch scheinen erst zu dieser Zeit die Inseln geeignete Rückzugsräume gewesen zu sein (Bleile 2008).

Das 10. Jahrhundert gilt als die Zeit des mittelalterlichen Klimaoptimums mit vergleichsweise hohen Durchschnittstemperaturen und geringen Niederschlägen. Am Ende dieses Jahrhunderts trafen beispielsweise skandinavische Siedler auf blühende Landschaften in Grönland. Dendrochronologische Untersuchungen konnten zeigen, dass die Jahrringe datierter Eichen im Gebiet der unteren Oder in der ersten Hälfte des 10. Jahrhunderts und im Gebiet des Plauer Sees in Mecklenburg am Ende des 10. Jahrhunderts schmaler ausgeprägt wurden, als das vorher und nachher der Fall war (Brose & Heussner 2002, S. 32; Bleile 2008, S. 74f.). Archäologische Befunde eines hölzernen Weges und einer sich daran anschließenden Brücke, die zu einer Inselburg im Teterower See (Mecklenburg) führte, geben einen eindrücklichen Hinweis auf sinkende Wasserstände im Verlauf des 10. Jahrhunderts. So ist der mit Jochbalken fundamentierte Weg über mooriges Gelände in der ersten Hälfte des 10. Jahrhunderts länger gewesen als in den beiden folgenden und jeweils kürzer angelegten Bauphasen. Diese Verkürzung des Wegeteils, der über besonders mooriges Ufergelände führte, kann mit dem Rückzug des Sees, also mit einem sinkenden Wasserspiegel erklärt werden (Unverzagt & Schuldt 1963, S. 52; Beilagen 1, 9). Metrische Werte lassen sich daraus allerdings nicht rekonstruieren. Solche spiegeln dagegen die Befunde vor der Kohlinsel im Plauer See (Mecklenburg). Hier existierte vom 10. bis zum 12. Jahrhundert eine Inselsiedung, die spätestens am Ende des 11. Jahrhunderts zur Burg ausgebaut wurde. Es handelt sich mit großer Wahrscheinlichkeit um das „castrum Cuscin", das der Chronist Helmold von Bosau im Zusammenhang mit den Eroberungen Heinrichs des Löwen in den 60er Jahren des 12. Jahrhunderts erwähnt. Etwas mehr als 30 m vor dem heutigen Nordufer der Insel befindet sich in einer Wassertiefe von fast 2 m eine alte Uferböschung, an der noch immer dünne Eichen- und Birkenpfähle einer Uferpalisade des 11. Jahrhunderts stehen (Abb. 18). An dieser Stelle endet die slawenzeitliche Kulturschicht der Inselsiedlung. Sie liegt unmittelbar auf einer Kalkmudde, bis auf die auch die ältesten slawischen Funde hinunterreichen. Zwischen der Kalkmudde und der Kulturschicht kam es nicht zur Ausprägung telmatischer Sedimente. Die Kulturschicht wurde also unmittelbar auf der Kalkmudde abgelagert, was damit erklärt werden kann, dass die Besiedlung der Kohlinsel in der zweiten Hälfte des 10. Jahrhunderts zumindest am heutigen Nordufer Gebiete erfasste, die gerade erst trocken gefallen waren. Es muss also einen spürbaren Wasserspiegelrückgang gegeben haben. Die Uferpalisade dagegen diente als Schutz gegen die Erosion, die der ansteigende Seespiegel verursachte (Bleile 2008, S. 34-40).

Diese Interpretation wird durch Befunde einer Brückentrasse zwischen Insel und Festlandufer unterstützt. Sowohl Insel- als auch festlandseitig befinden sich bis in 2 m Wassertiefe Überreste von Bohlenwegen, die in der Konstruktion dem Teterower Weg entsprechen. Sie datieren an das Ende des 10. und in das 11. Jahrhundert. Im ge-

samten Trassenverlauf stehen allerdings auch Pfähle, die mehrere Dezimeter aus dem Seegrund herausragen. Sie sind als Überreste einer Brücke anzusprechen, die aufgrund der dendrochronologischen Ergebnisse erst in der zweiten Hälfte des 12. Jahrhunderts gebaut und bis kurz vor 1200 mehrfach repariert wurde (Bleile 2008, S. 67-72).

Der daraus abzuleitende Wasserspiegelanstieg des Plauer Sees im 12. Jahrhundert kann noch nicht mit dem Bau von Wassermühlen erklärt werden, da die ersten Mühlen in Plau frühestens in den Jahrzehnten nach 1200 gebaut wurden (Ruchhöft 1996).

Der Bau von Wassermühlen im slawischen besiedelten Teil Norddeutschlands fällt in die Zeit der deutschrechtlichen Umgestaltung seit den letzten Jahrzehnten des 12. Jahrhunderts. Erste Mühlen entstanden bei den Klöstern und in den noch jungen Städten. Die ältesten namentlich bekannten Wassermühlen gab es in der Mark Brandenburg bereits in den siebziger und achtziger Jahren des 12. Jahrhunderts. Seit dem 13. Jahrhundert mehren sich die Mühlennennungen auch für das norddeutsche Gebiet. Bedingt durch das geringe Gefälle und niedrige Strömungsgeschwindigkeiten sowie die jahreszeitlich beträchtlich schwankenden Wasserstände der Seen war für den Betrieb der Mühlen ein Aufstau der Gewässer zwingend erforderlich. Bereits im 13. Jahrhundert sind Streitigkeiten über die Stauhöhen verzeichnet, beispielsweise im Jahr 1256 zum Stau der Zechliner Klostermühle, 1276 zur Stauhöhe der Mirower Mühle oder im Jahr 1291 zum Stau des Ratzeburger Sees. Abhängig vom Uferrelief hatte die Anhebung des Wasserspiegels gravierende Auswirkungen für Wirtschafts- und Wohnflächen. Im Verlaufe des Spätmittelalters und in der frühen Neuzeit sind die Stauwehre etappenweise erhöht worden und führten mancherorts zu Wasserständen, die mehr als 2 m über den heutigen Seespiegeln lagen (Abb. 17). Trotz der Regulierungen im 19. und 20. Jahrhundert liegen die Wasserstände der meisten norddeutschen Seen heute noch immer durchschnittlich 1-2 m über den slawenzeitlichen Seespiegeln (Bleile 2005a).

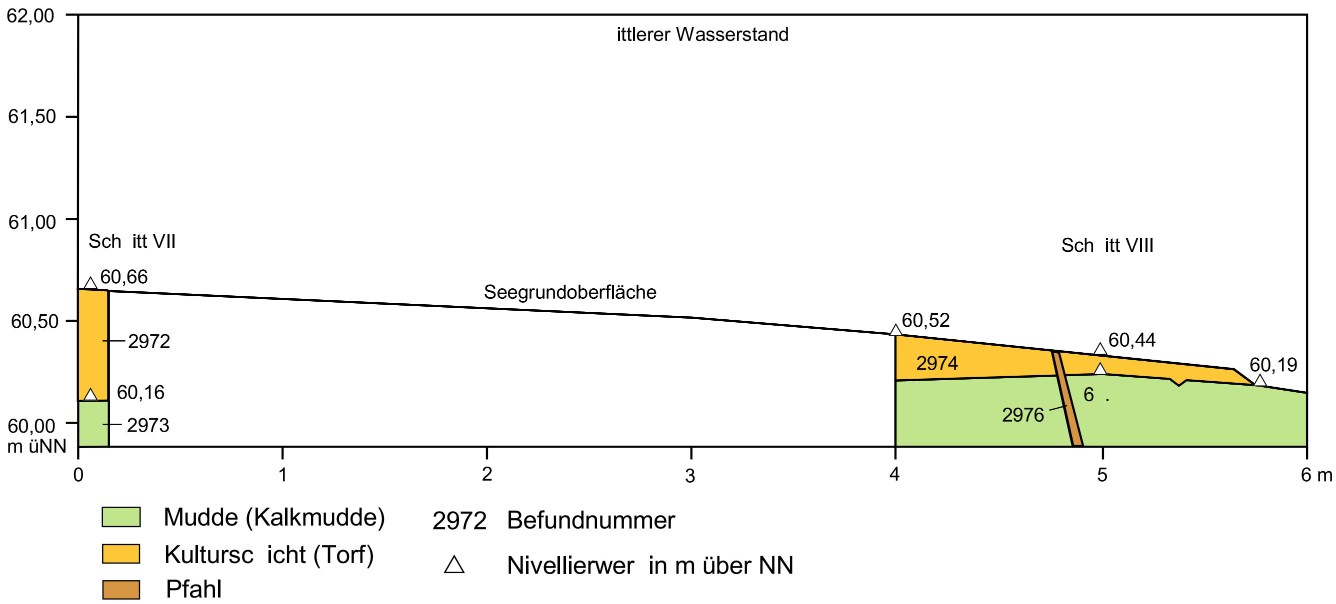



Abb. 18: Plau, Lkr. Parchim, Fpl. 36. Profil in 2 m Wassertiefe an der slawenzeitlichen Uferböschung vor dem Nordufer der Kohlinsel (aus Bleile 2008, S. 37).
*Fig. 18: Plau, Parchim County, Site 36. Section in 2 m water depth at Slavonic shore embankment at northern front of the Kohlinsel Island (from Bleile 2008, p. 37).*

Die Auswirkungen der Mühlenstaue auf die Kulturlandschaft werden seit mehreren Jahrzehnten diskutiert. Erstmals hat sich J. Herrmann (1959) aus archäologischer Sicht zusammenfassend diesem Thema gewidmet. Anhand stratigraphischer Beobachtungen verschiedener Fundplätze an Spree und Havel folgerte er einen gegenüber heute etwa 1 m niedrigeren Wasserstand in slawischer Zeit. Die auf dieser Grundlage zu rekonstruierende Landschaft habe anders ausgesehen als die spätmittelalterliche und auch als die heutige. An Stelle mooriger Flächen, die allenfalls als Wiesen nutzbar waren oder sind, habe es im Frühmittelalter fruchtbares Ackerland gegeben (Herrmann 1959, S. 102).

Die Ergebnisse unterwasserarchäologischer Untersuchungen in den Seen Mecklenburg-Vorpommerns und Schleswig-Holsteins zeichnen ein ähnliches Bild. Mitunter betragen die ermittelten Unterschiede zwischen slawenzeitlichen und rezenten Wasserspiegeln mehr als 2 m. Das Beispiel des Plauer Sees ist weiter oben bereits beschrieben worden. Hier befindet sich das slawenzeitliche Nordufer der Kohlinsel in fast 2 m Wassertiefe. Im südöstlich des Schweriner Sees gelegenen Pinnower See haben Untersuchungen mit einem Sedimentsonar die Existenz einer versunkenen Insel belegen können. Ihre Oberfläche befindet sich heute in 2,5-3 m Wassertiefe. Hölzer aus dem Seegrund und von einer Brücke, die zu dieser Insel führte, datieren in die achtziger Jahre des 10. Jahrhunderts und in die Zeit kurz nach 1000 n. Chr.

Jeweils von Inseln im Klein Pritzer See und im Hohen Sprenzer See liegen Befunde von Rostkonstruktionen vor, die bis in 2 m Wassertiefe reichen und vermutlich zu Befestigungsanlagen von Inselburgen gehörten. Vor der Burgwallinsel Vipperow in der Kleinen Müritz befindet sich eine bei niedrigem Wasserstand sichtbare Palisade am Ost- und Südufer in etwas mehr als 1 m Wassertiefe. Der slawenzeitliche Wasserstand der Müritz muss also mehr als 1 m niedriger gewesen sein (Bleile 2005b).

Die Rekonstruktion der Gewässerlandschaft auf der Basis dieser Werte bleibt auch bei genauer Datierung der Wasserstände problematisch, wie Untersuchungen zwischen dem Festlandufer des Plauer Sees und der Kohlinsel gezeigt haben. Nördlich der dokumentierten Brückentrasse ist der See nur 1,6-1,8 m tief. Ein um 2 m, d.h. auf den slawenzeitlichen Wasserstand abgesenkter Pegel hätte zur Folge, dass die Insel über einen Damm mit dem Festland verbunden wäre. Unterwasserarchäologische Sondagen haben aber belegen können, dass dieser „Damm" ausschließlich aus limnischen Sedimenten aufgebaut ist (Bleile 2008, S. 67).

Ralf Bleile

**Abstract:** In the second half of the 7th century AD Slavonic settlers reached the presumably widely deserted area of Northern Germany. Their expansion ended in the west on the River Elbe and further to the north possibly in the course of the River Schwentine, to an area which marked the border between the German empire and the Slavonic tribes of the Abodriten. In medieval chronicles this borderline is called the „limes Saxoniae". For the Slavonics, settling close to lake shores, water level variations had in the long term serious effects on the development of the settlement scenery as the explosive increase of island settlements and island castles is pointing out since the 10th century AD (Fig. 16). The 10th century AD is valid as the time of the medieval climate optimum with relatively high average temperatures and low precipitation. At the end of this century, for example, Scandinavian settlers hit Greenland. Dendrochronological investigations showed that the annual tree rings of oaks were coined in the area of the lower River Oder in the first half of the 10th century and in the area of the Lake Plauer See in Mecklenburg at the end of the 10th century. Furthermore archaeological findings of a wooden trail and a bridge joining in it which led to an island castle in the Lake Teterower See (Mecklenburg) give an impressive instruction to sinking water levels in the course of the 10th century.

In Lake Plauer See existed a settlement on the Island Kohlinsel between the $10^{th}$-$12^{th}$ century AD which was developed at the latest at the end of the 11th century to the castle ("castrum Cuscin"). A little bit more than 30 m before the today's north shore of the island there is in a water depth of nearly 2 m an old wooden embankment in which still thin oaken and birch posts of a palisade of the 11th century stand (Fig. 18). At this point ends the Slavonic cultural layer of the island settlement which lies immediately on a calcareous gyttja. This circumstance can be explained with the fact that the settlement of the Island Kohlinsel grasped areas in the second half of the 10th century at least on the today's north shore which had liked scarcely drily. The palisade served as a protection against the erosion which the rising lake level caused (Bleile 2008, p. 34-40). Before the island, as well as on the land side there are remains of wooden plank ways till 2 m water depth. They date to the end of $10^{th}$ and the $11^{th}$ century AD. However, in the whole ways course also posts stand which are to be appealed as remains of a bridge of the second half of the 12th century. The rising water level of Lake Plauer See in the 12th century cannot be explained yet with the construction by water mills, because the first mills were built in Plau town at the earliest in decades after 1200 AD.

The construction of water mills in the Slavonic settled part of North Germany falls in the time of the German juridical transformation since the last decades of the 12th century. The first mills originated at the cloisters and in the still young towns. The oldest water mills are known in the Brandenburg Mark already in the seventies and eighties of the 12th century. Since the 13th century the water mill foundings also increase for the Mecklenburg area.

In spite of the regulations in the 19th and 20th century the water levels of most Northeast German lakes lie even today always on an average 1-2 m above the Slavonic lake levels (Fig. 17, Bleile 2005a).

## STOP 4 Glazifluvialer Übergangsbereich der Pommerschen Endmoräne in der Kiesgrube Charlottenthal (Mecklenburg-Vorpommern) – Sedimentologische Untersuchungen und Lithostratigraphie von Tills

*Sedimentological investigations and lithostratigraphy of tills in a transitional fan of Pomeranian Phase at Charlottenthal gravel pit*

Die Landschaft um Charlottenthal wird von einer stark hügeligen Landschaft um 53-58 m NN im Bereich der Pommerschen Endmoräne geprägt (Schulz, 1963). Der Aufschluss der Kiesgrube Charlottenthal liegt im Übergangsbereich des sub- und inglazialen Schmelzwassersystems zur proglazialen Zone der südlich angrenzenden, durch eine Vielzahl von Seen gegliederte Sanderzone. Im zentralen Bereich des Kiesgruben-Restsees wird bei ca. 49 m NN ein nach N einfallender unterer Till von ca. 5-15 m mächtigen glazifluvialen Kiessanden (Kiesanteil 5-29%, GFE, 1998, 2000) überlagert. Im nördlichen Abbaubereich oberhalb 50 m NN bedeckt ein lückenhaft auftretender, 1-3 m mächtiger oberer Till die liegende glazifluviale Abfolge.

### Sedimentologie

Die glazifluviale Folge ist in zwei Lithofaziesbereiche untergliedert. Im Bereich der nördlichen Aufschlusswand sind im unteren Profilteil trogförmig-kreuzgeschichtete Sande (Abb. 19, Lithofazies: St) und flach-kreuzgeschichtete Sande (Sp) mit gering wechselnden Kiesanteilen aufgeschlossen. Über diesen kiesigen Sanden liegen massive Lagen von Kiesen und steinigen Kieslagen auf (GRm, GPm and GCm), horizontal-geschichtete Grobsande (Sh) und Feinsande in kleindimensionaler Rippelschichtung (Src). Die linsenförmigen Lagen weisen durchschnittliche Mächtigkeiten zwischen 10-30 cm (Src, Sp, GRm, GPm, GCm) und 50 cm (Sp)

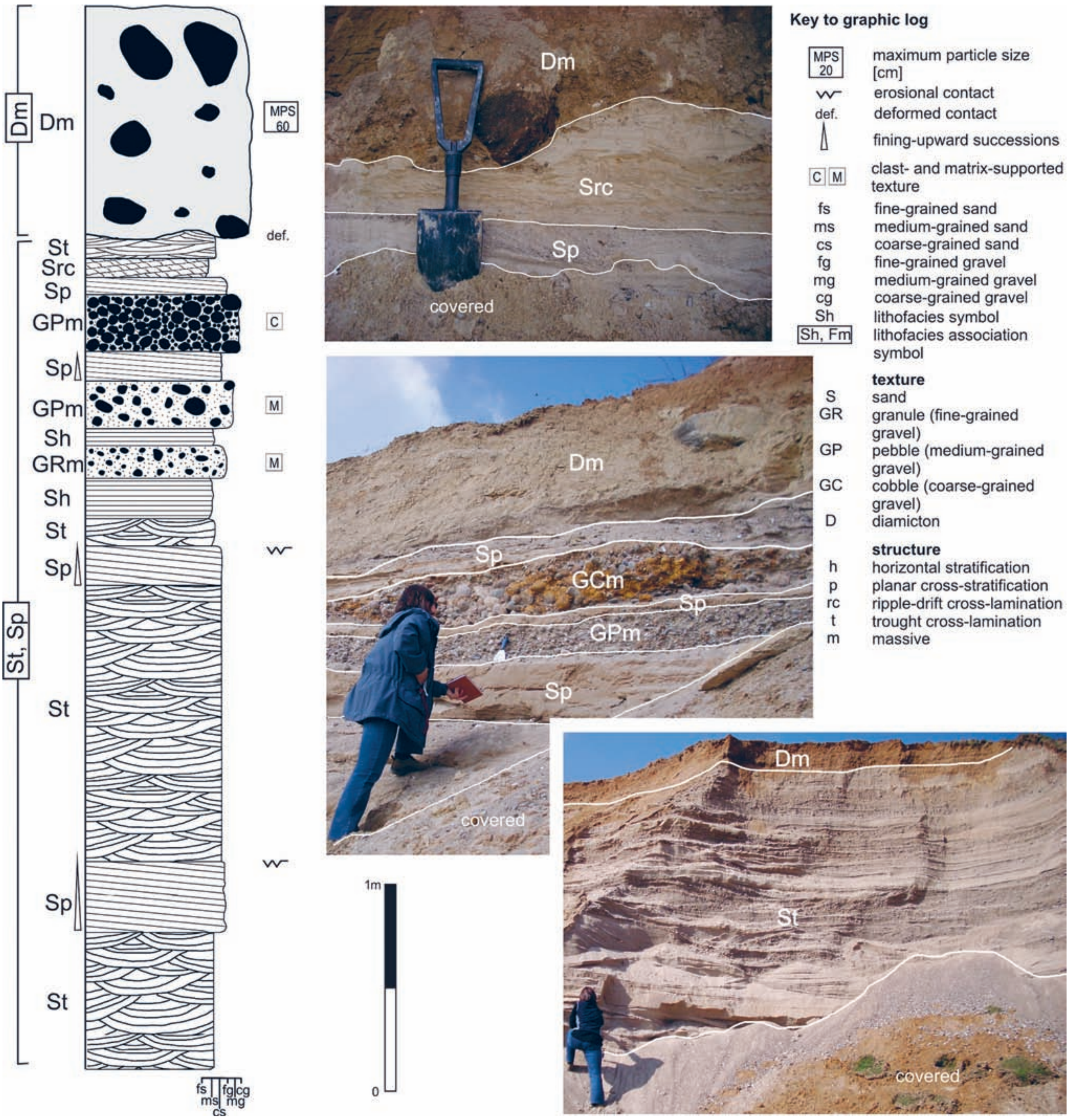



Abb. 19: Sedimentologische Abfolge – Kiesgrube Charlottenthal. Lithofaziescode und Symbole n. Zieliński (1993) und Pisarska-Jamroży (2006).

*Fig. 19: Log of studied sedimentary succession – Charlottenthal gravel pit. Lithofacies code symbols according to Zieliński (1993) and Pisarska-Jamroży (2006).*

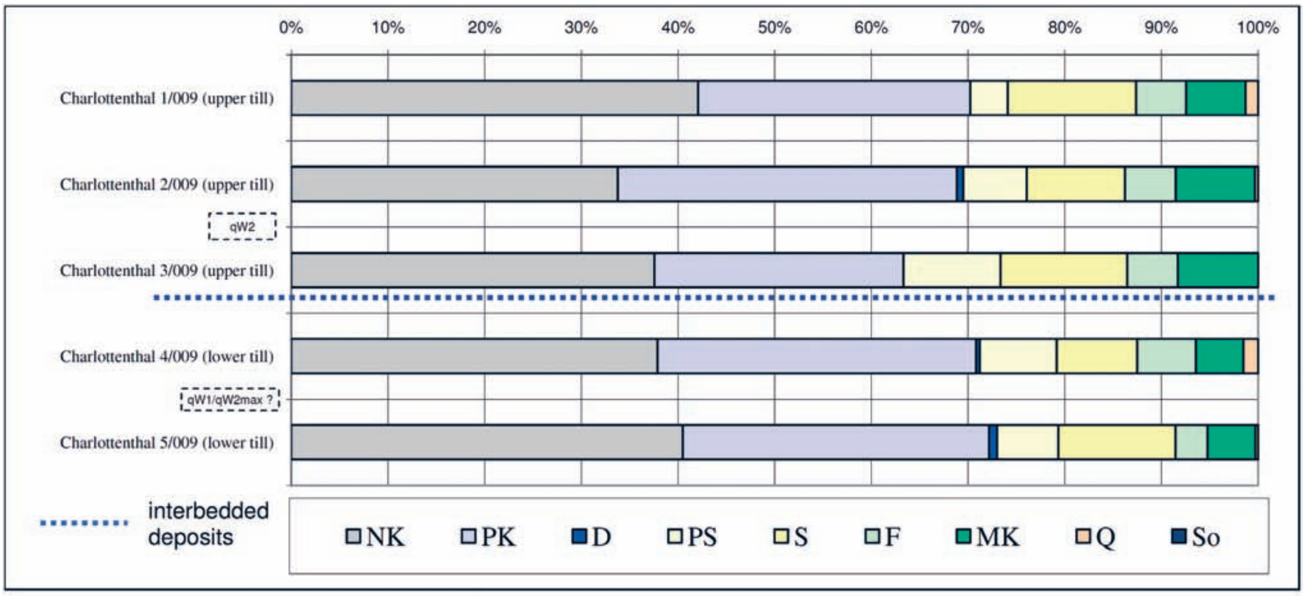
bis zu 160 cm auf (St). Die basalen Kontaktbereiche sind zumeist scharf-erosiv geprägt. Ein typisches Erscheinungsbild der hier auftretenden Lithofazies ist das einheitliche Auftreten der gröbsten Ablagerungen (GCm, GPm, GRm) oberhalb der Lithofazies ‘St’ und ‘Sp’. Die Lithofazieseinheiten ‘St, Sp’ wurden in „braided-stream channels“ (verwilderten Strömungskanälen) abgelagert und weisen im oberen Lithofaziesbereich stärkere Sedimentationswechsel auf (vermutlich verursacht durch kurzzeitige saisonale Unterschiede im Abflussregime). Während die Lithofazies ‘St’ eine Sandbewegung in 3-D Dünenkörpern im oberen Bereichs des unteren Strömungsregimes Dünenkörpern belegt, steht die Lithofazies ‘Sp’ für einen Sandtransport in geraden 2-D Dünenkörpern eines turbulenten Abflusses im mittleren Bereichs des unteren Strömungsregimes. Demgegenüber wurden die überlagernden groben Kieslagen (GRm, GPm, GCm) während kräftiger Hochwasserspitzen abgelagert.

Im oberen Profilbereich ist mit einem 0,6-1,7 m mächtigen, sandig-kiesigen Diamikt (Dm) eine zweite Lithofazies über eine Breite von 150 m aufgeschlossen. Dieses Diamikt wurde durch murartige Rutschungen (flow till) resedimentiert und deformierte die oberen Profilbereiche der Lithofazies ‘St’ und ‘Sp’. Derartige Diamikte mit Fließstrukturen werden als typische Ablagerungen der Eisrandzone betrachtet (‘ice-slope zone’ vgl. Zieliński, 2003).

Die vorgestellte Profil „Charlottenthal“ ist weder typisch für eine Endmoränenbildung noch für eine Sanderablagerung. Es stellt vielmehr einen Übergangsbereich von zwei Ablagerungsmilieus dar, wie er in ähnlicher Ausprägung als ‘transitional fan’ für mehrere Profile entlang der Pommerschen Eisrandlage in NW-Polen beschrieben wurde (Pisarska-Jamroży, 2006, 2008).

## Lithostratigraphie der Tills

Für eine lithostratigraphische Einstufung wurde eine gering modifizierte petrographische Untersuchung des Kleingeschiebeinventars 4-10 mm (Tgl 25232, 1980) von Proben aus zwei getrennten Tillhorizonten der Kiesgrube Charlottenthal durchgeführt. Die drei Proben aus dem oberen Tillkomplexes zeigten deutliche, pedogenetisch verursachte Verwitterungsspuren an paläozoischen Kalksteinen (PK). Es wurden typische Kleingeschiebespektren der Pommerschen Vorstoßphase in der Weichselvereisung (Abb. 20) mit schwankenden Anteilen an paläozoischen Schiefern (4-10 %) und relativ hohen Anteilen an Sandsteinen (S >10%) ermittelt (vgl. Górska-Zabielska, 2008). Die erhöhten Anteile mesozoischer Kreidekalke (MK~6-8 %) und Feuersteine (F~5 %) sind typisch für die in NO-Deutschland regional auftretenden ‘Kreidemoränen’ und haben für die hier untersuchten Proben keine lithostratigraphische Relevanz. Die Kleingeschiebezusammensetzung des unteren Tills (Abb. 20, Probe 4, 5) mit hohen Anteilen an Paläozoischen Schiefern (PS ~6-8 %) und schwankenden Anteilen an Sandsteinen (S ~6-8 %) sprechen ebenfalls für weichselhochglaziale Einstufung (qw1, Brandenburg/Frankfurt Vorstoßphase).




NK = Northern crystallines
PK = Paleozoic limestones
D = dolomites
PS = Paleozoic shales
S = sandstones and quartzites
F = Cretaceous flints
MK = Cretaceous marls
Q = quartz
So = others

Ergebnisse der Kleingeschiebeuntersuchungen von Tills (4-10 mm, TGL 25232) mit lithostratigraphischen Einstufungen (Börner & Müller, 2009).

*Results of till clasts analysis (4-10 mm, TGL 25232) with lithostratigraphical classification of tills according to Börner & Müller (2009).*

**Abstract:** The study area around Charlottenthal gravel pit is dominated by landforms and sediments of main Pomeranian ice-advance (cf. Schulz, 1963). The deglaciation processes produced a mosaic of hummocky morainic uplands in proximal backlands of Pomeranian terminal moraines and large proglacial areas of glaciofluvial outwash plains. In the study area the landscape is dominated by end moraine ridges of Pomeranian phase, situated between ~53-58 m a.s.l. and mostly covered by tills (cf. geological map in preface Fig. 1). With the deglaciation of Pomeranian ice sheet the discharge of meltwater drained generally in SW-S direction. The Charlottenthal gravel pit is situated in interface area of terminal zone and the transition zone of sub- and inglacial meltwater drainage system and proglacial zone of adjacent southern outwash plain.

A lower till, dipping to N below ~ 49 m a.s.l., was investigated in exploration drillings (Gfe, 2000). Actually this lower till is only visible in the lowest part of gravel pit at western shore of mining lake. This lower till is covered by a 5-15 m thick layer of glaciofluvial gravely sands with gravel contents ranges between 5 - 29% (Gfe, 1998). In the northern part of outcrop > 53 m a.s.l. the 1 - 3 m thick upper till of main Pomeranian phase covers these glaciofluvial deposits.

A

## Sedimentology

The deposits exposed in the Charlottenthal gravel pit have been divided into two associations (Fig. 19). First lithofacies association of trough- and planar cross-stratified sand St, Sp occurs in the lower part of outcrop, where this association is ~4 m thick (exposed part) and ~100 m in horizontal extent. Subordinate lithofacies of this association are massive beds of granule, pebble and cobble gravel (lithofacies GRm, GPm and GCm), horizontally-laminated coarse sand (lithofacies Sh) and ripple-drift cross-laminated fine sand (lithofacies Src). The beds of lithofacies association are mostly lenticular, with thicknesses between 10-30 cm (lithofacies Src, Sp, GRm, GPm, GCm) up to 50 cm (lithofacies Sp) and 160 cm (lithofacies St). The basal and top contacts are mostly sharp, erosional. A characteristic feature of association St, Sp is that the coarsest-grained deposits (GCm, GPm, GRm) are in the upper part of association. The second lithofacies association of massive gravelly diamicton (lithofacies Dm) occurs in the upper part of outcrop. The Dm lithofacies is between 0,6-1,7 m thick and 150 m in horizontal extent.

The first association St, Sp was deposited in braided-stream channels. Lithofacies St represents migration of sandy 3-D dunes, which implies water current in the upper part of the lower flow regime, and lithofacies Sp represents migration of sandy straight-crested (2-D) dunes, which indicates turbulent current in the middle part of the lower flow regime. Textural changes in the upper part of association reflect short-term fluctuations in sediment supply (possibly due to seasonal changes in ablation rate). Gravelly beds (GRm, GPm, GCm) were deposited from flood peaks.

Second association Dm was deposited by debris flow (cf. flow till), which deformed lower lithofacies association St, Sp. Gravelly diamictons are considered to represent the 'ice-slope zone'. Zieliński (2003) considers such deposits to indicate proximity to an ice margin and the formation of end moraines.

The deposits in the Charlottenthal area cannot be end moraine or sandur. They are transitional, linking the two sedimentary environments. In the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland, a similar style of sedimentation has been recognized (Pisarska-Jamroży 2006, 2008). Deposits in Charlottenthal represent a transitional zone between an moraine and proximal outwash plain (sandur) – "transitional fan".

## Lithostratigraphy of tills

For lithostratigraphical classification of Charlottenthal gravel pit tills Börner & Müller (2009) used a marginal modified pebble-counting method of till clasts 4-10 mm (TGL 25 232/1-6, 1980). The gravel analysis of 5 samples focused on two tilllayer with different geological positions.

In this regional study the samples 1-3 from upper till complex show typical Weichselian till gravel compositions (cf. Fig. 20) with high contents of sandstones and quarzites (S >10%) and Paleozoic shales (PS) varying ~ 4–10%). Remarkable in the upper till are the higher contents of Mesozoic limestones (MK, Cretaceous marls ~ 6–8%) and Cretaceous flints (F ~ 5%). The abundance of Upper Cretaceous marls and flints is a significant attribute of tills, regionally so called "Kreidemoraenen", which in NE-Germany are locally distributed in tills of different glaciations and have no clear supraregional lithostratigraphical meaning. In many cases the limestone clasts of upper till samples have clearly visible features of weathering related to pedogenetic processes at surface. Similar petrographical compositions of upper till gravel clasts and glaciofluvial complex gravel clasts in Charlottenthal gravel pit were described by Górska-Zabielska (2008).

The clasts composition of the lower till is similar to the upper till. The lower till contains significant quantities of sandstones (S ~ 8–12%) and Paleozoic shales (PS ~ 6–8%) and shows a typical till clasts association of tills of the main Weichselian ice advance in central part of Mecklenburg-Vorpommern. This lithostratigraphical study of underlying and overlying tills provides the stratigraphical classification of complete Charlottenthal profile to main Weichselian glaciation.

Andreas Börner, Małgorzata Pisarska-Jamroży

**Literaturverzeichnis** / *References*


Ahrens, H. (1913): Terrassen an den Seen Mecklenburgs. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 67: 1-54.

Błaszkiewicz, M. (2005): Poznoglacjalna i wczesnoholocenska ewolucja obnizen jeziornych na pojezierzu Kociewskim (wschodnia czesc Pomorza) – Late glacial and Early Holocene evolution of the lake basins in theKociewski Lakeland (eastern part of the Pomeranian Lakeland). Prace Geograficzne 201, PAN IgiPZ.

Bleile, R. (2005a): Die Auswirkungen des spätmittelalterlichen Wassermühlenbaus auf die norddeutsche Gewässerlandschaft. In: F. Biermann, G. Mangelsdorf (Hrsg.), Die bäuerliche Ostsiedlung des Mittelalters in Nordostdeutschland. Untersuchungen zum Landesausbau des 12. bis 14. Jahrhunderts im ländlichen Raum. Beiträge einer interdisziplinären Tagung des Lehrstuhls für Ur- und Frühgeschichte der Universität Greifswald, 16. und 17. April 2004. S. 175-192.

Bleile, R. (2005b): Ergebnisse unterwasserarchäologischer Untersuchungen in den Binnenseen Mecklenburg-Vorpommerns (2000-2004). Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie 11/12: 103-120.

Bleile, R. (2008): Quetzin – Eine spätslawische Burg auf der Kohlinsel im Plauer See. Befunde und Funde zur Problematik slawischer Inselnutzungen in Mecklenburg-Vorpommern. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, Bd. 48.

Börner, A. & Müller, U. (2009): Bericht zur lithostratigraphischen Einstufung von Grundmoränen aus der Kiesgrube „Charlottenthal" – unpubl. report, LUNG M-V, 6 S., Güstrow.

Brather, S. (2001): Archäologie der westlichen Slawen. Siedlung, Wirtschaft und Gesellschaft im früh- und hochmittelalterlichen Ostmitteleuropa. Reallexikon der Germanischen Altertumskunde, Ergänzungsband 30.

Bremer, F. (2000): Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000. LUNG M-V, Güstrow.

Brose, F. & Heussner, K. U. (2002): Zur Klimaentwicklung. In: E. Gringmuth-Dallmer (Hrsg.), Forschungen zu Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit. Römisch-Germanische Forschungen 60: 27-32.

Cepek, A.G. (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 21 (1): 11-21.

Driescher, E. (2003): Veränderungen an Gewässern Brandenburgs in historischer Zeit, Bd. 47 der Studien und Tagungsberichte, LUA, Potsdam.

Galon, R.: Altes und Neues zum Problem der Entstehung der Durchbruchstäler im skandinavischen Vereisungsgebiet südlich der Ostsee, Würzburger Geographische Arbeiten, 56, 159-166, 1982.

Galon, R.: Versuch einer Bestimmung des relativen Postglazials auf morphologischer Grundlage – Schema einer Rekonstruktion morphologisch-hydrographischer Verhältnisse nach der letzten Vereisung im südlich der Ostsee gelegenen Flachland, Zeitschrift für Gletscherkunde, 21, 319-329, 1934.

Geinitz, E. (1886): Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. Ein Versuch zur Erklärung der Entstehung der Seen und Wasserläufe der norddeutschen Diluviallandschaft sowie der Küstenbildung. 131 S.; Güstrow.

GfE (1998): Anzeige zur Durchführung lagerstättengeologischer Erkundungsarbeiten (Vorfelderkundung) im BEW Charlottenthal SW. – unpubl. report, GKM GmbH, 4 S., 3 Anl., Schwerin.

GfE (2000): Ergebnisbericht zur Aufsuchung von Quarz und Quarzit (grundeigener Bodenschatz) im Feld Charlottenthal 3. – unpubl. report, GKM GmbH, 16 S., 7 Anl., Schwerin.

Görsdorf, J. & Kaiser, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätglazial und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. Meyniana 53: 91-118.

Górska-Zabielska, M. (2008): Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacjalnej i glacjofluwialnej lobu Odry, Wyd. Naukowe UAM, Geografia, 78: 330, Poznań.

Häussler, V., Zwischen Rerik und Salzhaff (Bad Doberan 1995)

Heine, K.; Reuther, A.U.; Thieke, H.U.; Schulz, R.; Schlaak, N.; Kubik, P.W. (2009): Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ $^{10}$Be. Zeitschrift für Geomorphologie Volume 53(4): 433-454.

Hensel, R. (2010): Fossile Seebecken im Kliffaufschluss bei Meschendorf (Nordwestmecklenburg) – Untersuchungen zur Verbreitung, Stratigraphie und Sedimentgenese. Diplomarbeit Universität Greifswald, 168 S.

Herrmann, J. (1959): Wasserstand und Siedlung im Spree-Havel-Gebiet in frühgeschichtlicher Zeit. Ausgrabungen und Funde 4: 90-106.

Herrmann, J. & K.-U. Heussner (1991): Dendrochronologie, Archäologie und Frühgeschichte vom 6. bis 12. Jahrhundert in den Gebieten zwischen Saale, Elbe und Oder. Ausgrabungen und Funde, 36, Heft 6, S. 255-290.

Hübener, T. & Dörfler, W. (2004): Reconstruction of the trophic development of Lake Krakower Obersee (Mecklenburg, Germany) by means of sediment-diatom- and pollen-analysis, Studia Quaternaria, 21, 101-108.

Jaeckel, S. (1948/49): Die Molluskenfauna des postglazialen Quellkalkes an der mecklenburgischen Küste bei Meschendorf. Archiv für Molluskenkunde 77 (1/6): 91-97.

Janke, W.: Holozän im Binnenland, In: Geologie von Mecklenburg–Vorpommern, Hrsg.: Katzung, G., S. 265–284, Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1 Aufl., 2004.

Kaiser, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. Petermanns Geographische Mitteilungen, 140:323-342.

Kaiser, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär - Befunde und ihre Interpretation. Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Suppl.-Bd. 112: 143-176.

Kaiser, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. Greifswalder Geographische Arbeiten 24, 176 S.

Kaiser, K. (2001): Neue geomorphologische und pedologische Befunde zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 7-41.

Kaiser, K. (2002): Limnische Sedimentabfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg. Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 26, S. 49-54.

Kaiser, K., Rother, H., Lorenz, S., Gärtner, P., & Papenroth, R.: Geomorphic evolution of small river-lake-systems in northeast Germany during the Late Quaternary, Earth Surface Processes and Landforms 32: 1516-1532.

Kalis, A. J., Merkt, J., & Wunderlich, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. Quaternary Science Reviews 22: 33-79.

Lampe, R.; Lorenz, S.; Janke, W.; Meyer, H.; Küster, M.; Hübener, T.; Schwarz, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. Forschung und Monitoring, Band 2, Hrsg. Nationalparkamt Müritz, 94 S.

Lorenz, S. (2003): Geomorphogenese, Sedimente und Böden der Terrassen am Krakower See in Mecklenburg – Untersuchungen zur jungquartären Paläohydrologie, Greifswalder Geographische Arbeiten, 29, 69-104.

Lorenz, S. (2007): Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. Dissertation Greifswald, 349 S., [http://ub-ed.ub.uni-greifswald.de/opus/volltexte/2007/425/].

Lorenz, S. & Schult, M. (2004): Das Durchbruchstal der Mildenitz bei Dobbertin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern, Meyniana, 56, 47-68.

Marks, L. (2002): Last Glacial Maximum in Poland. Quaternary Science Reviews 21: 103-110.

Möckel, E. (1892): Die Entstehung des Plauer Sees, des Drewitzer oder Alt Schweriner Sees und des Krakower Sees. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. 46. Jhg. S. 26-36. Redigiert von E. Geinitz, Rostock 1893

Niewiarowski, W. (2003): Pleni- and Late Vistulian glacial lakes, their sediments and landforms: a case study from the young glacial landscape of Northern Poland – Holocene and Late Vistulian Paleogeograpy and Palaehydrology, Prace Geograficzne, 189, 61-85.

Pisarska-Jamroży, M. (2006): Transitional deposits between end-moraine and sandur plain in the Pomeranian glacimarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. – Boreas, 35: 126-141.

Pisarska-Jamroży, M. (2008): Zonation of glaciomarginal environment inferred from Pleistocene deposits of Mysliborz Lakeland, NW Poland. Geografiska Analer, 90A: 237-249.

Rassmann, K., Spätneolithikum und frühe Bronzezeit im Flachland zwischen Elbe und Oder. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommern 28 (Lübstorf 1993)

Richter, G. (1963): Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg, Forschungen zur deutschen Landeskunde 138, Selbstverlag, Bad Godesberg.

Rinterknecht, V. R., Marks, L., Piotrowski, J. A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Brook, E., & Clark, P. U. (2005): Cosmogenic $^{10}$Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland, Boreas, 34, 186-191.

Rother, H. (2003): Die jungquartäre Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg), Greifswalder Geographische Arbeiten, 29, 105-141

Ruchhöft, F. (1996): Der mittelalterliche Eldeübergang in der Stadt Plau, Kreis Parchim. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 3: 119-127.

Ruchhöft, F. (2002): Wasserstände der "Oberen Seen" (Mecklenburg) in historischer Zeit. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 197-200.

Schuldt, E., Die mecklenburgischen Megalithgräber. Untersuchungen zu ihrer Architektur und Funktion. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg 6 (Berlin 1972)

Schulz, W. (1963): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. Geologie, 12, S. 1152-1168.

Schulz, W. (1967): Die geologische Situation im Naturschutzgebiet "Krakower Obersee". Naturschutzarbeit in Mecklenburg, 10: 32-36

Schulz, W. (1994): Die geologische Situation im Naturpark Nossentiner-Schwinzer Heide. Naturschutzarbeit in Mecklenburg–Vorpommern 37: 33-40.

Schulz, W. (1994): Strukturelle Typisierung der Steilufer an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. Aus: Die Küste 56: 67-77.

Schulz, W. (1996): Bericht über die Veränderungen am Kliff zwischen Rerik, Meschendorf und dem Kägsdorfer Bach durch das Sturmhochwasser vom 3./4. 11. 1995. Unveröffentlicht, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow.

Strahl, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge 12: 87-112.

Tgl 25232 (1980): Fachbereichsstandard Geologie 25232/01-05+06, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen, Zentrales Geologisches Institut, 35 S., Berlin.

Unverzagt, W. & Schuldt, E. (1963): Teterow. Ein slawischer Burgwall in Mecklenburg. Schriften der Sektion für Vor- und Frühgeschichte 13.

Viehberg, F. A. (2004): Paleolimnological study based on ostracods (Crustacea) in Late-glacial and Holocene deposits of Lake Krakower See (Mecklenburg–Vorpommern, NE-Germany), Studia Quaternaria 21: 109-115.

Wiebeking, F. (1786): Karte des Großherzogthums Mecklenburg-Schwerin. (Nachdruck in: Engel, F. (1960): Historischer Handatlas von Mecklenburg. Köln/Graz). Blatt 23 – Krakower See.

Woldstedt, P.: Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten, Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 5-12, 1956.

Wysota, W., Lankauf, K. R., Szmańda, J., Chruścińska, A., Oczkowski, H. L., & Przegiętka, K. R. (2002): Chronology of the Vistulian (Weichselian) glacial events in the Lower Vistula Region, Middle-North Poland. Geochronometria 21: 137-142.

Zettler, L. M., Jueg, U., Menzel-Harloff, H., Göllnitz, U., Petrick, S., Weber, E. & Seemann, R. (2006): Die Land- und Süßwassermollusken Mecklenburg-Vorpommerns. – Obotritendruck, 318 S.; Schwerin.

Zieliński, T. (1993): Sandry Polski północno-wschodniej - osady i warunki sedymentacji. – 96 pp. Silesian University, Katowice.

**Notizen**

Exkursion B

# Die Halbinsel Fischland-Darß-Zingst – Spätpleistozäne und holozäne Entwicklung der südlichen Ostsee und ihres Küstensaumes

*The Fischland-Darss-Zingst peninsula – late Pleistocene and Holocene evolution of the southern Baltic and its coastal zone*

Michael Naumann, Reinhard Lampe unter Mitwirkung von Wolfgang Janke, Thomas Leipe, Matthias Moros, Franz Tauber, Kay Krienke

**Exkursionsroute** / *Itinerary*

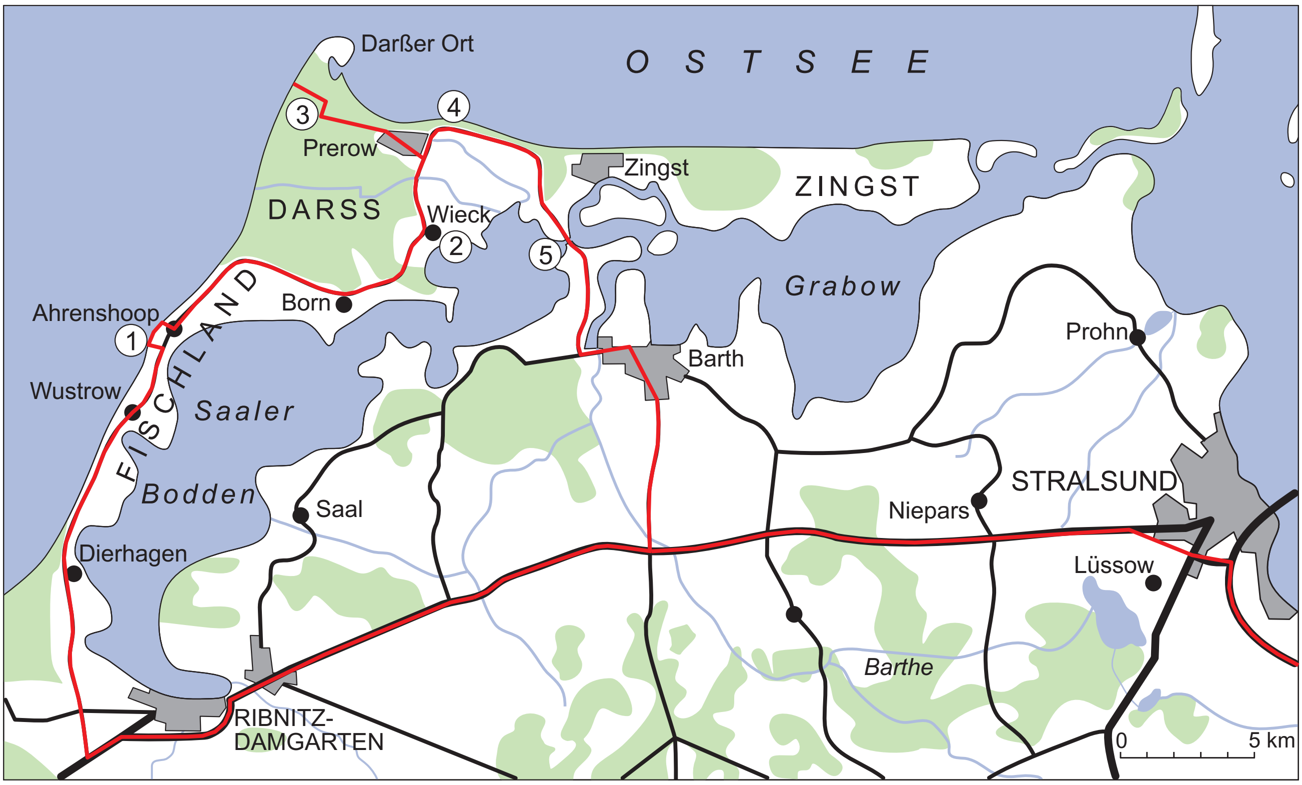



Abb. 1: Karte des Exkursionsgebietes mit Route und Standorten: Stop 1 - Hohes Ufer, Ahrenshoop, 2 - Darsser Arche, Wieck, 3 - Darsser Ort, 4 - Hohe Düne, Prerow, 5 - Meiningenbrücke

*Fig. 1: Map of the excursion area with itinerary and stops: Stop 1 - Hohes Ufer, Ahrenshoop, 2 - Darsser Arche, Wieck, 3 - Darsser Ort, 4 - Hohe Düne, Prerow, 5 - Meiningen Bridge*

**Einführung**

Die Halbinsel Fischland-Darß-Zingst, in Form eines stumpfen, ca. 120° geöffneten Winkels, stellt zusammen mit der Darß-Zingster Boddenkette das westlichste Glied der vorpommerschen Boddenausgleichsküste dar. Die östliche Fortsetzung bildet ein Windwatt mit aufgesetzten Inseln, die durch Strömungsrinnen (Seegatts) voneinander getrennt sind.

Die Halbinsel besteht aus einer Abfolge von spätweichselzeitlichen Kernen (Dierhagen/Dändorf, Fischland, Altdarß sowie einigen weiteren, nicht bis an die Geländeoberfläche reichenden Kernen) sowie aus diese Kerne verbindenden Meeressandebenen (Ribnitzer Stadtwiesen, Vordarß, Neudarß, Zingst, Windwatt östlich des Zingst), die im Zuge des holozänen Meeresspiegelanstiegs (Littorina-Transgression) und des nachfolgenden Küstenausgleichs entstanden.

Die niedrig gelegenen Meeressandebenen sind im hohen Maße überflutungsgefährdet. Bereits in der ersten Hälfte des 19. Jh. setzten Bemühungen zum Schutz der Küste vor Landverlust und Sturmfluten ein. Derzeit verfügen die Halbinsel und ihr Hinterland über ein systematisch ausgebautes und aufeinander abgestimmtes Schutzsystem, dessen Funktion ständig an die mit dem Klimawandel einhergehende Änderung der Gefahrenlage angepasst wird.

Reinhard Lampe

**Abstract:** The Fischland-Darss-Zingst peninsula in the shape of an obtuse angle of c. 120° represents the westernmost element of the West Pomeranian barrier coast. Towards the east it continues in an extensive wind flat with some small stacked islands. The peninsula consists of some late Pleistocene uplands (Dierhagen/Dändorf, Fischland, Altdarß and some Pleistocene loomings in the subsoil) and of connecting sandy barriers. The barriers evolved during the Holocene sea-level rise (Littorina-transgression) and the related sediment drift leading to aggradation and progradation.

The low lying coastal barriers are particularly flood-prone. Already in the 19th century attempts were made to protect the coastal region from land loss and storm surges. Today, the peninsula and its hinterland possess systematically developed protection measures which are continuously adjusted to the required level due to the climate change.

## Stop 1: Hohes Ufer des Fischlandes bei Ahrenshoop

*Coastal cliff of Fischland near Ahrenshoop*

Zwischen Wustrow und Ahrenshoop erreicht die Grundmoränenlandschaft des Fischlandes eine Höhe von max. 18,4 m NHN (Bakenberg). Während sie nach Osten flach zum Saaler Bodden absinkt, bildet sie im Westen ein 2,5 km langes, prominentes Kliff. Dieses so genannte „Hohe Ufer“ wird geologisch in 5 Teilabschnitte untergliedert. Vom Grenzweg in Ahrenshoop bis zum Nordrand von Wustrow werden unterschieden: die Nördliche Althäger Sandmulde, das Nördliche Althäger Lehmufer, die Südliche Althäger Sandmulde, das Südliche Althäger Lehmufer und der Niehäger Sandberg. Wie aus den Bezeichnungen hervorgeht, wechseln durch Geschiebemergel („Lehm“) geprägte Abschnitte mit solchen ab, in denen seine Oberfläche zum Teil bis unter das Strandniveau abfällt und sandige Beckensedimente das Kliff aufbauen, denen zum Teil junge Flugsandfelder und Kliffranddünen aufgesetzt sind. Gelegentlich sind diapirartig aufsteigende Einpressungen des liegenden Geschiebemergels in die Sande zu beobachten. Am vielfältigsten ist die Sedimentfolge in der Südlichen Althäger Sandmulde entwickelt, die mehrfach untersucht und beschrieben wurde (Abb. 2).

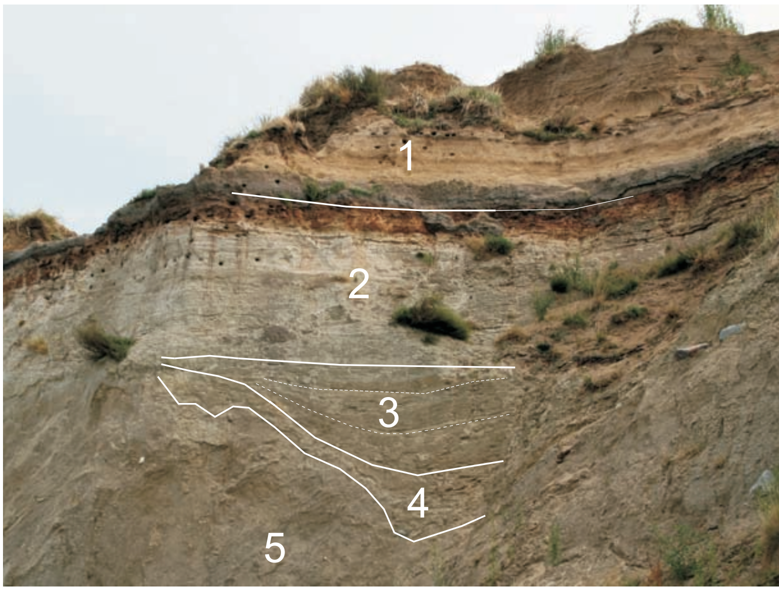



Abb. 2: Spätglaziales Seebecken am Hohen Ufer des Fischlandes bei Ahrenshoop. 1 – Kliffranddüne, 2 – Heidesand (Jüngere Dryas) mit Podsol-Gley (Atlantikum), 3 – Silikatmudde (Älteste Dryas bis Allerød), 4 – Fließerde, 5 – Till des Mecklenburger Stadium (Foto R. Lampe, 2008).

*Fig. 2: Lateglacial lake basin at Hohes Ufer, Fischland, near Ahrenshoop. 1 – cliff top dune, 2 – "Heidesand" (Younger Dryas) with podsol-gley (Atlantic), 3 – silicate mud (Oldest Dryas to Allerød), 4 – flow till, 5 – till, Mecklenburgian stage (Photo R. Lampe, 2008).*

Vom Liegenden zum Hangenden besteht die Folge aus:

- weichselzeitlichem grauer Geschiebemergel des Mecklenburger Stadiums mit auffällig zahlreichen Schreibkreide- und Flintgeschieben (5),
- einem sandig-kiesigem Mischsediment mit Geschiebelagen, Wechsellagerungen und Verzahnungen von Schluffen, Sanden und Kiesen (Fließerde) mit Übergängen in den liegenden Geschiebemergel (4);
- einer schluffig-feinsandigen, schwach kalkhaltigen und etwa 1% organische Substanz enthaltenden Silikat-Mudde mit limnischen, boreal-subarktischen Mollusken, Ostrakoden, Fischresten sowie Resten von Zwergsträuchern, die palynologisch in die Zeit von Ältester Dryas bis Allerød gestellt wird (3). Ein $^{14}$C-Datum ergab Allerød (11.543 ± 200 BP bzw. 13.445 ± 224 J.v.h.);
- dem „Heidesand“, einem kalkfreien Feinsand mit horizontaler Schichtung und mächtigem Eisenhu-

B

muspodsol (Podsol-Gley) im Top, dessen fester Bhs-Horizont die auffällige dunkle Verebnungs fläche im Ausblasungsbereich zwischen den Kliffranddünen bildet. Verstreut auftretende Flintabschläge spätpaläolithischen und mesolithischen Alters weisen dem Heidesand ein Minimumalter von Jüngerer Dryas/Allerød zu (2);
- bis über 2 m mächtigen Kliffranddünen mit vielfältigen Deflations- und Akkumulationsformen, wie Windrissen und Kupsten (1);

Die fossilführende Silikatmudde deutet auf ein flaches, wassergefülltes Toteisbecken, das durch äolisch und fluvial transportierte Feinsande aufgefüllt wurde. An den Beckenrändern könnten rein subaerische Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Schichtneigungen, die im unteren Teil bis 35° betragen, zum Hangenden aber immer geringer und am Übergang zu den Heidesanden subhorizontal verlaufen, deuten auf synsedimentäres Tieftauen von begrabenem Toteis. Der Podsol entstand nach der Entkalkung des pleistozänen Substrates. Die Entwicklung des erhalten gebliebenen Bhs/rGo-Horizontes setzte nach palynologischer Datierung im frühen Atlantikum ein (Lampe & Janke 2002).

Der Küstenrückgang beträgt im langjährigen Mittel 0,75 m $a^{-1}$, schwankt aber zeitlich und räumlich beträchtlich. Begünstigt wird er durch eine uferlinienparallele Klüftung des Geschiebemergels sowie einen im Bereich der Sandmulden zur Küste gerichteten Grundwasserstrom. Versuche zu seiner Eindämmung durch den Bau von Längswerken reichen bis 1866/67 zurück, blieben aber angesichts der hohen Seegangsbelastung letztlich erfolglos. Erst der Bau von zwei Wellenbrechern bei Wustrow und einem bei Ahrenshoop in den Jahren 1984 bis 1986, die die Kliffenden des Hohen Ufers, an denen die Seesandebenen ansetzen, sichern sollen, hat die Dynamik des Küstenrückganges stark verändert. Uferseitig der Wellenbrecher sind partielle Tombolos als Akkumulationsformen entstanden, durch deren seitliches Wachstum längere Kliffabschnitte inaktiviert wurden. Der zentrale Teil des Fischlandes unterliegt jedoch weiter einer ungebremsten Abrasion. Zeugnis dafür sind die zwei auf die Schorre gestürzten Bunker aus der Zeit des 2. Weltkrieges nördlich von Wustrow.

Wolfgang Janke, Reinhard Lampe

**Abstract:** The Pleistocene headland in the western part of the peninsula is called „Fischland". The headland consists predominantly of till, accumulated during the Mecklenburgian stage, which is partly covered by sandy sediments of aeolian and fluvial origin. The ground moraine dips from the west, where it is exposed in 2,5 km long cliff, to the Saaler Bodden shore in the east. In the central part of the prominent cliff Late glacial basin sediments crop out. In the fine sandy mud, which builds the main part of the lake sediment sequence, molluscs, ostracods, fish remains and dwarf shrubs were found. A $^{14}$C-date points Allerød. During the Younger Dryas the basin was finally filled with aeolian/fluvial fine sand. During the Atlantic a podsol-gley developed in the top of the sequence. The sandy cliff sediments were blown by the western winds and accumulate as cliff-top dunes, which cover the podsol-gley. The cliff retreat amounts to 0,75 m $a^{-1}$ on average. Many attempts were made in the 19th and the early 20th century to save the cliff but none of them was successful for a longer time. Today, the both ends of the cliff are stabilized by three wave-breakers, while the proper cliff remains unprotected.

## Stop 2: Darsser Arche, Born – Sedimente und Meeresboden als Archive der Ostseegeschichte

*Ark of Darss, Born – Sediments and seabed as archives of the Baltic Sea history*

Die Geschichte der Ostsee ist in Sedimenten dokumentiert, die sich seit der letzten Eiszeit in den glazial geformten Becken abgelagert haben. Abb. 3 zeigt einen Sedimentkern aus dem Gotlandbecken. Der Sedimentkern wurde mit einem Stechrohr von 16 m Länge und 12 cm Durchmesser vom Forschungsschiff POSEIDON im Jahr 1994 entnommen. Der ganze Kern ist etwa 11,50 m lang und wurde an Bord in Sektionen von 100 cm Länge geschnitten. Im Labor wurden diese Sektionen der Länge nach aufgeschnitten und mit einem Farbscanner fotografiert.

Abb. 6 zeigt eine Zusammenfassung der nordwestdeutschen Klimaentwicklung aus Mooren, der archäologischen Stadien, der Pollenzonen und der Stadien der Ostseeentwicklung seit dem Ende der Vereisung.

Die Ostseegeschichte begann nach dem Abschmelzen des skandinavischen Eisschilds vor etwa 12000 Jahren. Zu dieser Zeit entwickelte sich vor dem Eis aus den Schmelzwässern ein See, der Baltische Eisstausee. Am Meeresgrund lagerten sich Warventone ab, die eine helle Sommerlage und eine dunkle Winterlage aufweisen. Diese Warven entstehen durch die Sedimentation von biogenem Material im Sommer und von feiner Trübe zu Zeiten der Eisbedeckung. Wenn das Eis schmilzt, sinken gröbere Partikel zum Meeresboden. Ein deutlicher Farbwechsel von braunen zu grauen Sedimenten im Eisstausee-Intervall markiert einen plötzlichen Abfall des Seespiegels. Dieser ereignete sich, nachdem eine Eisbarriere in Mittelschweden (Billingen) brach und eine große Menge Seewasser in den Nordatlantik ausfloss (Björk 1995, Lemke 2005).

Der Farbwechsel und eine Änderung der Sedimentdichte (Geschwindigkeit akustischer Wellen) im Gefolge des Billingen-Ereignis´ weisen auf eine Klimaverbesserung und einen ersten Einstrom von Meerwasser in die Ostsee hin. Der globale Meeresspiegel stieg rasch an und die glazioisostatische Hebung Skandinaviens wurde etwa vor 10.000 Jahren von ihm zeitweise überkompensiert. In der ersten brackige Phase, dem **Yoldiameer**, herrschten für etwa 300 Jahre in der zentralen Ostsee salzreiche Wässer vor. Zeitlich vorher zeigt das erneute Auftreten dünner Warven in den Sedimenten eine Klimaverschlechterung an. Die Sedimente des Yoldiameers sind mit dem magnetischen Mineral Greigit imprägniert (Zunahme der magnetischen Suszeptibilität). Es entsteht durch die bakterielle Reduktion von Meerwassersulfat zu Sulfid und der Reaktion mit Eisen.

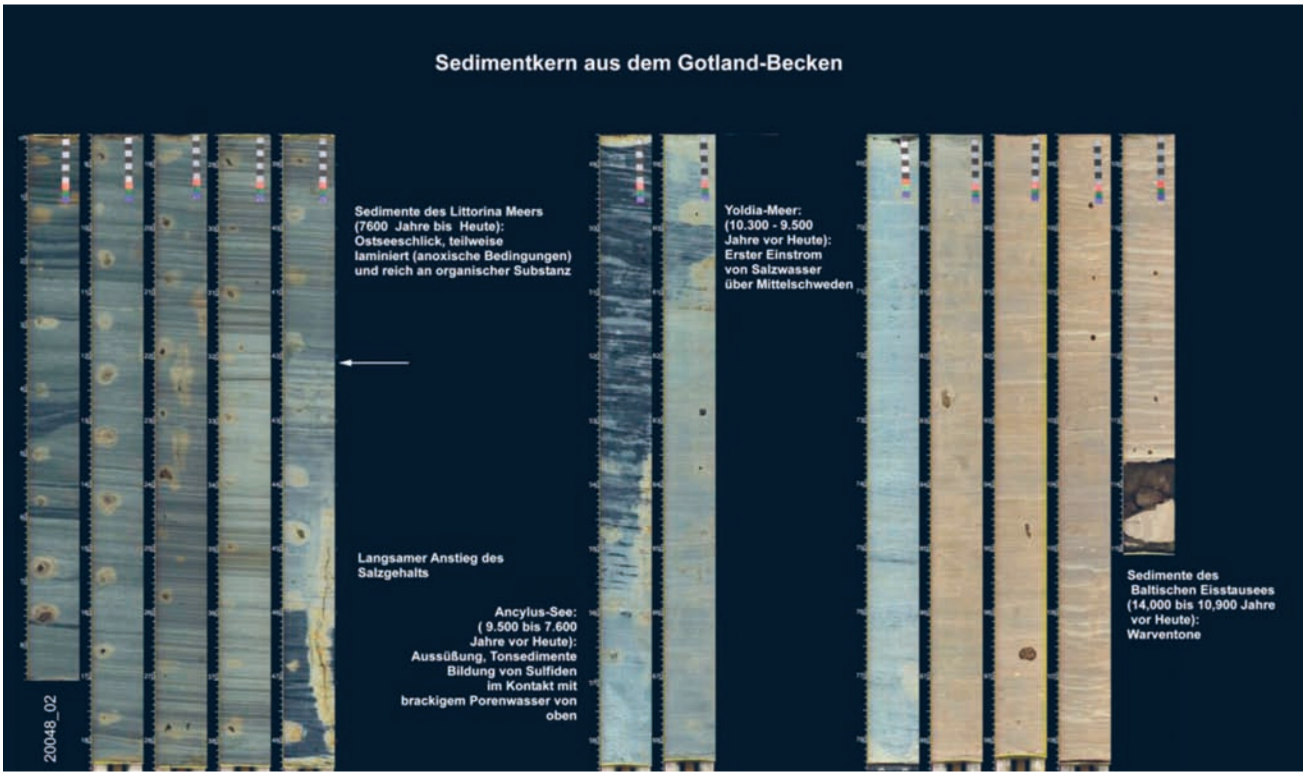



Abb. 3: Sedimentkern aus dem Gotland-Becken / *Fig. 3: Sediment core from Gotland Basin.*

Die nacheiszeitliche Hebung des skandinavischen Raums (durch die Eisentlastung, Hebungsraten bis 9 mm/Jahr in der Bottensee) schloß die mittelschwedische Verbindung zum Meer erneut vor etwa 9.500 Jahren. Wiederum entwickelte sich ein See im Bereich der heutigen Ostsee, der **Ancylussee**. Dieser See wurde im Zeitraum von 9.000-8.000 Jahren in zunehmendem Maße von Salzwasseringressionen aus dem Kattegat beeinflußt und langsam brackig. Im oberen Teil des Sedimentintervals des Ancylusstadiums treten deutliche Laminationen auf. Sie deuten auf stabile Dichteschichtung des Wasserkörpers und zeitweilig anoxische (sauerstoffreie) Bedingungen am Meeresboden hin. Halophile Diatomeen nehmen in diesem Abschnitt deutlich zu. Meerwassersulfat wurde von Bakterien zum Abbau der organischen Substanz im Sediment genutzt und das oberste Intervall des Ancylusstadiums ist von dem Sulfidmineral Greigit schwarz gefärbt.

Der Anstieg des globalen Meerespiegels führte vor etwa 8.000 Jahren zu einem relativ schnellen Anstieg des Ostsee-Wasserspiegels um über 20 m innerhalb von wenigen Jahrhunderten, genannt **Littorina-Transgression**. In deren Folge kam es zur Überflutung einer sich zwischen

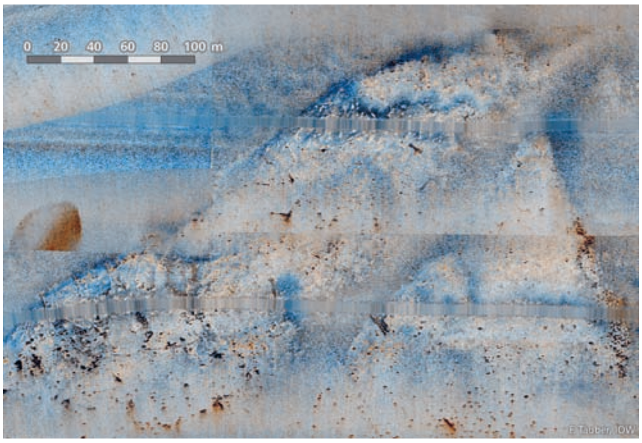



Abb. 4: Seitensichtsonarbild des versunkenen holozänen Waldes westlich vom Darss. Man erkennt längliche Baumstämme (etwa 10 bis 15 m lang) und punktförmige Baumstümpfe in situ.

*Fig. 4: Sidescan-sonar image of a drowned holocene forest west off Darss. Elongated tree stems (about 10 to 15 m long) and dot-like in situ tree trunks are visible.*



Abb. 5: Die Überreste des versunkenen Waldes westlich vom Darss aus der Sicht einer ferngesteuerten Unterwasser-Videokamera. Das diagonale Gebilde ist ein im Sediment liegender Baumstamm, die dunkle Stelle links hinten ein Baumstumpf.

*Fig. 5: Remnants of the drowned forest west off Darss as seen by an remotely operated underwater videocamera. The diagonal feature is a tree stem inside the sediment, the dark patch in the left background is a tree stump.*

Deutschland und Dänemark erstreckenden Landschaft, die durch Wälder, Binnenseen und Flussläufe geprägt und in der Steinzeit besiedelt war. Durch Seitensichtsonar-Aufnahmen wurden etwa 2 km westlich des Darss in 10 m Wassertiefe die erhaltenen Überreste eines Waldes entdeckt (Abb. 4), die sich über eine Fläche von einigen Quadratkilometern erstrecken (Tauber submitted). Hunderte *in situ* Baumstubben und Dutzende Baumstämme, die teilweise in einer Torfschicht eingebettet sind (Abb. 5), konnten in den Sonar-Bildern identifiziert werden. Vom Meeresboden wurden durch Forschungstaucher Holzproben (Baumscheiben) zur Altersbestimmung geborgen. Mit dendrochronologischen Untersuchungen konnte ermittelt werden, das der Wald bis mindestens 8.500 Jahren vor heute (Alter des jüngsten gefundenen Baumes) noch nicht überflutet war (Westphal et al. submitted).

Die Littorina-Transgression führte schließlich zur endgültigen Verbrackung der Ostsee, und das **Littorinameer**

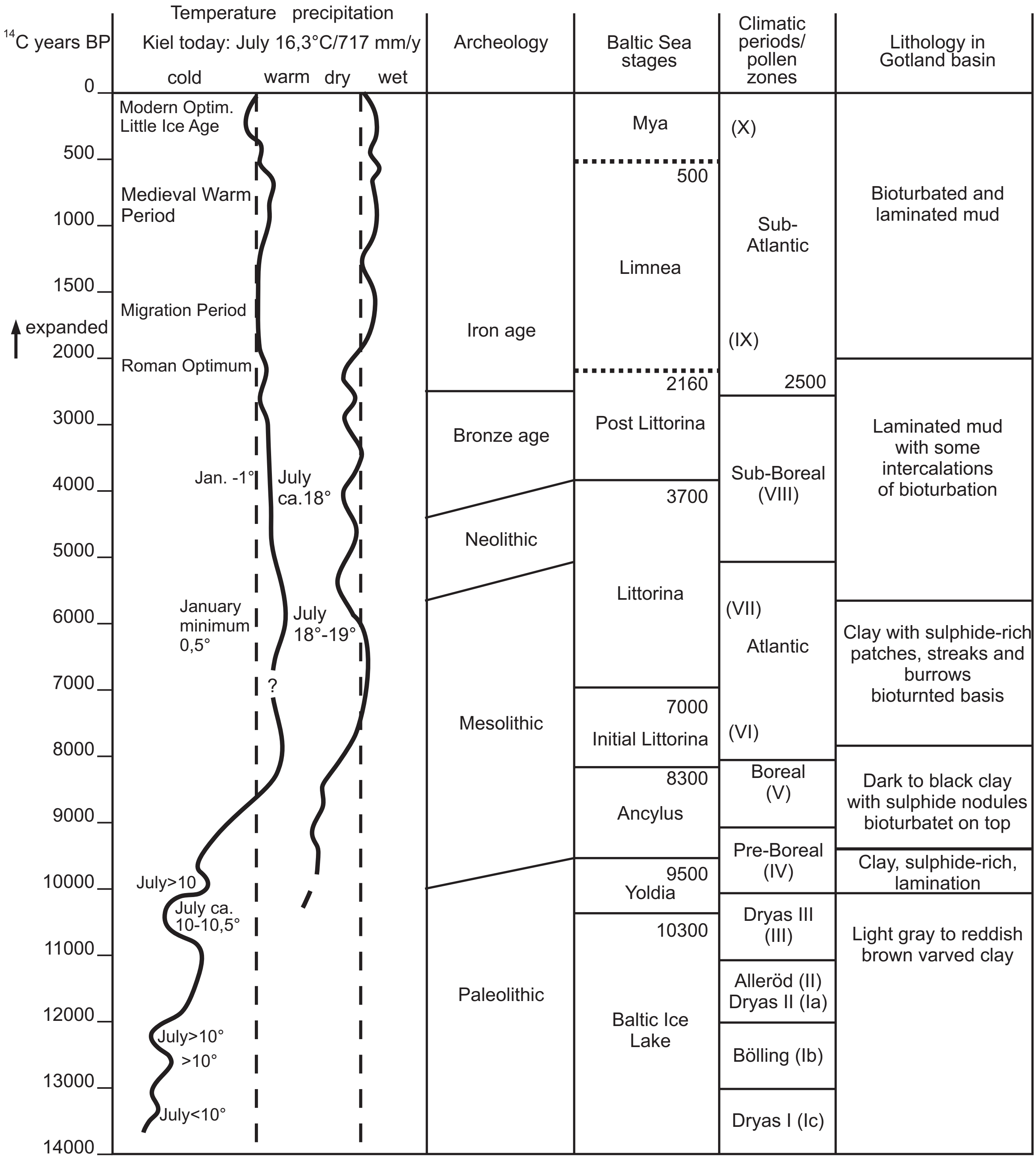
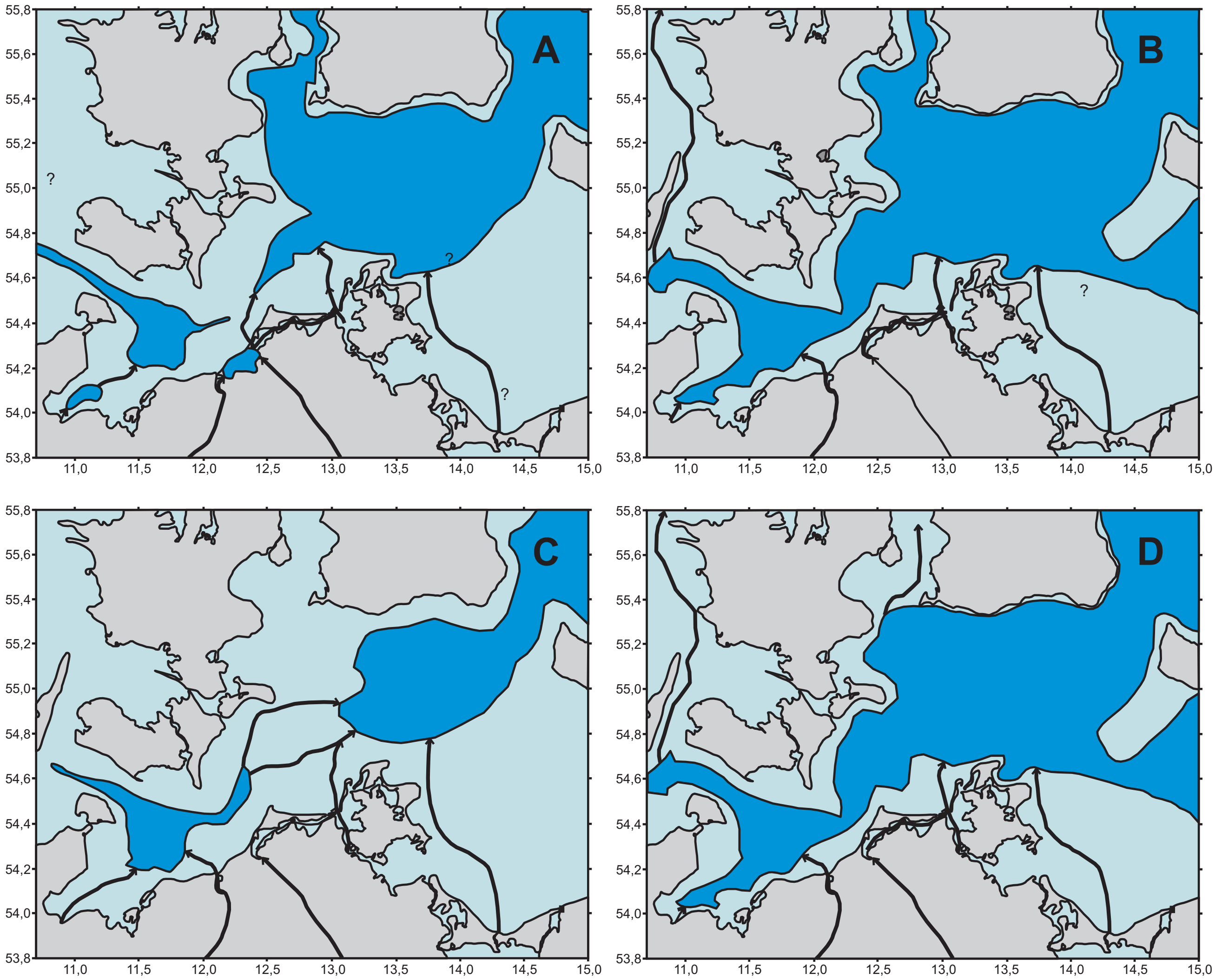
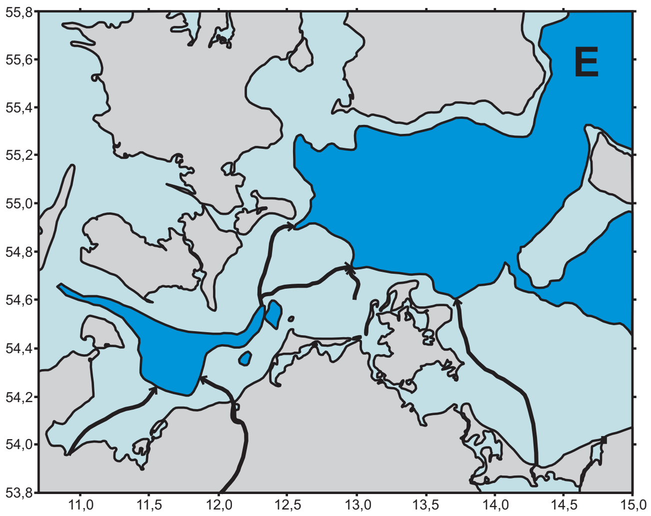



Abb. 6: Zusammenfassung der nordwestdeutschen Klimaentwicklung, der archäologischen Stadien, der Pollenzonen und der Stadien der Ostseeentwicklung seit dem Ende der Vereisung.

*Fig. 6: Synopsis about the climate evolution in NW-Germany, the archaeological periods, pollen zones and evolutionary stages of the Baltic Sea.*




A - Baltischer Eissee,
um 13500 J.v.h.
B - Hochstand des Balt. Eissees
um 12000 J.v.h.
C - Tiefstand des Yoldia-Meeres,
um 11200 J.v.h.
D - Hochstand des Ancylus-Sees,
um 10400 J.v.h.
E - Tiefstand nach der Ancylus-Regression,
um 9800 J.v.h.

Abb. 5: Paläogeographische Entwicklung des westlichen Ostseeraumes. Dargestellt sind die Paläo- Wasserstände (dunkelblau), die rekonstruierten Abflussbahnen (schwarze Pfeile) und der heutige Wasserstand (post-Littorina, hellblau) (nach Lemke 1998).

*Fig. 5: Paleogeographical development of the western Baltic Sea. Palaeo-water-levels in dark blue, reconstructed river flows in arrows, and the modern Baltic Sea level (post-Littorina, light blue) in light gray (after Lemke 1998).*

bildete sich aus. Wie in der heutigen Ostsee war der Wasserkörper in den Ablagerungsbecken stark geschichtet und am Boden herrschte zeitweilig Sauerstoffmangel. Zu Zeiten von Sauerstoffmangel bildeten sich fein laminierte Sedimente mit hohen Gehalten an organischem Kohlenstoff; Phasen mit erhöhtem Einstrom von sauerstoffreichem Salzwasser oder winterlicher Konvektion sind als homogene, helle Sedimentpakete in den Sedimentkernen erhalten. Das Littorinameer war wahrscheinlich salziger als die heutige Ostsee, aber die Sedimente der jüngeren Ostseegeschichte ähneln denen des Littorinameers stark.

Thomas Leipe, Mathias Moros, Franz Tauber

**Abstract:** Postglacial deposits in the central Baltic Sea basins (Gotland-Basin) can be used to reconstruct the Holocene environmental changes in the Baltic region. After the deglaciation, warved freshwater sediments (clay) of the Baltic Ice Lake (12.000 BP) were deposited. Marine sediments were deposited during the short Yoldia-Stage (10.000 BP) when Atlantic waters entered the Baltic through the central Swedish depression. This connection to the North Atlantic was immediately closed due to the isostatic uplift of Scandinavia. The marine Yoldia Stage is followed by the freshwater Ancylus Lake stage (10.000-8.000 BP) represented by clays and silts. Due to the eustatic sea level rise marine waters entered the Baltic from the North Sea at 8.000 BP via the Danish Straits (Great Belt, Little Belt and Oresund), the brackish water Littorina Sea stage begun. Evidence of the Littorina transgression with a relatively fast sea-level rise is a drowned forest west off Darss. Later, during the Littorina stage, laminated mud sequences were deposited in the central basins.

## Stop 3: Neudarß zwischen Prerow und Leuchtturm - Genese des Neudarß und des Zingst

*Neudarss between Prerow and lighthouse - Development of the barriers Neudarss and Zingst*

Als Darß wird der nordwestliche Teil des Nehrungssystems Fischland-Darß-Zingst bezeichnet, der sich in den pleistozänen Inselkern des Altdarß sowie die angrenzenden holozänen Bildungen des Vor- und Neudarß mit der Hakenbildung Darßer Ort und die Prerow-Wiecker Boddenniederung gliedern lässt (Abb. 7).

Der Altdarß stellt zusammen mit dem ebenfalls pleistozän gebildeten Fischland (s. Stop 1) die älteste Struktureinheit dar. Sie besteht aus etwa 20 – 25 m mächtigen spätglazialen Beckenablagerungen, aufgebaut aus einer Abfolge von glazilimnischen Tonen, Schluffen und Sanden über Geschiebemergel, mit einer allerødzeitlichen Bodenbildung auf der Paläolandoberfläche, die von jüngeren, durchschnittlich 1 – 2,5 m mächtigen, äolischen Sanden überdeckt wird (Kaiser 2001, Kaiser et al. 2006). Das Relief ist überwiegend eben, die Oberfläche liegt bei durchschnittlich 6-7 m NHN und fällt nach Süden ein.

Auffälligstes Reliefmerkmal ist das fossile Meereskliff am Nordrand des Altdarß, wo die Beckenablagerungen bis in eine Tiefe von -9 m NHN infolge der Abrasion durch das Littorina-Meer ausgeräumt wurden. Schumacher (2000) beschreibt eine aktive Rückverlegung dieses Altdarß-Kliffs bis vor etwa 3000 Jahren, was mit dem Einsetzen der marinen Sedimentation im Gebiet des heutigen Prerow-Stroms vor 3500 Jahren korreliert (OSL-Datierung von Reimann et al. (subm.)). Im Süden des Altdarßes sind im Zuge des Meeresspiegelanstiegs großflächig bis zu 4 m mächtige holozäne Moore gebildet worden.

Der sich nördlich des Altdarßes anschließende Neudarß stellt eine nahezu dreieckige Ebene (Höftland) dar, die im Nordosten umbiegt in die rezente Hakenbildung des Darßer Ort. Mit nachlassendem Meeresspiegelanstieg wurden in diesem Gebiet etwa 10-15 m mächtige marine und äolische Sande abgelagert. Ihre Basis, gebildet aus glazi-limnischen

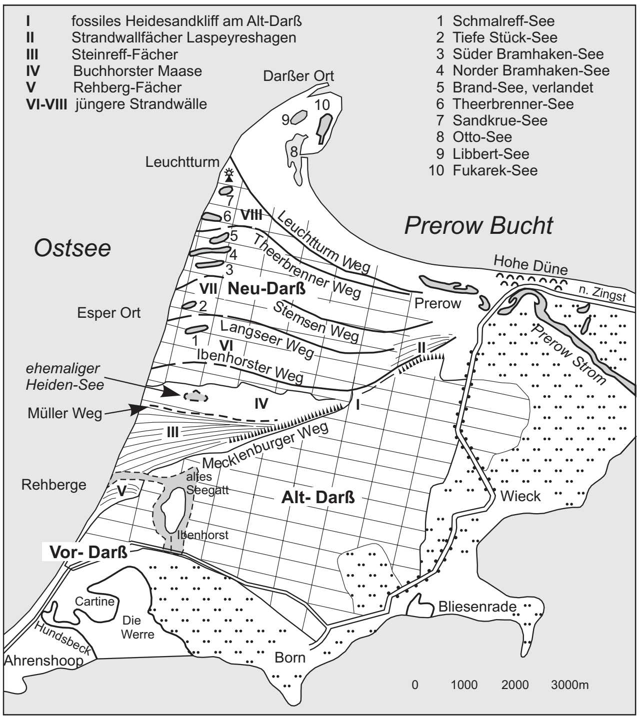



Abb. 7: Der Darß und seine geomorphologischen Einheiten.

*Fig. 7: The Darss and its geomorphological units.*

Schluffen, fällt von -9 auf -13 m NHN nach Nordwesten ab. Wahrscheinlich wurde das Sediment anfangs aus dem Seegebiets um die heutige Prerowbank geliefert. Weiter steigender Meeresspiegel und die Inundation der Prerowbank führten zu einer Umkehr der Transportwege. Die Hakenbildung wurde zunehmend aus Südwesten mit Material beliefert, wobei das Fischland-Kliff und die Rostocker Heide um etwa 1,5 bis 3 km abradiert wurden. Nach Schließung der Seegatts zwischen Fischland und Altdarß (Entstehung des Vordarß) akkumulierten die Sande vor dem Altdarß-Kliff. Ein zweiter Transportweg führte Sediment entlang des Zingst bis in die Prerower Bucht, wobei hinsichtlich der Herkunft des Sandes von größeren ehemaligen Inselkernen nördlich der heutigen Halbinsel auszugehen ist. Die Akku-



Abb. 8: Luftaufnahme des Neudarß von Osten; Prerowstrom und Prerow sind im Vordergrund zu erkennen, Darßer Ort am rechten Bildrand. In der Vegetation des Neudarß im Hintergrund zeichnet das Hellgrün der Erlen den Verlauf der feuchten Riegen nach, während das Dunkelgrün der Kiefern die trockeneren Strandwälle und Dünen erkennen läßt. (Foto L. Tiepolt, 2010)

*Fig. 8: Aerial image of the Neudarss from east; Prerowstrom and Prerow in the foreground, Darsser Ort at the right edge. In the background light green vegetation in the Neudarss forest points to alder growing in wet runnels while dark green color represents pine forest on dryer ridges and dunes. (Photo L. Tiepolt, 2010)*

mulation des Sandes erfolgte im Schutze der zunehmend nach Norden vorgeschobenen Höftlandspitze und führte zur Deposition schnell progradierender verdünter Strandwälle. Der Neudarß ist deshalb gekennzeichnet durch zwei ineinandergreifende Strandwallfächer aus etwa 120 Strandwällen. Der westliche ist nur reliktisch erhalten und wird um etwa 1 m/a nach Osten zurückgeschnitten, bei gleichzeitiger Entstehung immer neuer Strandwälle im Norden (etwa 2 m/a Längenwachstum), während der östliche in großen, vollständig erhaltenen Bögen die Prerower Bucht auffüllt. Insgesamt ist die Sedimentbilanz positiv. Das holozäne Sedimentvolumen wurde auf etwa 390 Mio. m³ berechnet.

Als Folge des in die Prerower Bucht gerichteten Materialtransports wurde auch der Mündungsbereich des Prerower Stroms sukzessive westwärts verlagert. Die Mündung unterbrach teilweise den Küstenlängstransport und förderte die Akkumulation von Küstendünen (Hohe Düne bei Prerow, 13,6m NHN). Nach der künstlichen Schließung des Prerow Stroms im Jahr 1874 reduzierte sich die Dünenakkumulation erheblich. Heute liegt der Abschnitt im Übergangsbereich zwischen der Akkumulationsküste bei Prerow und der Abrasionsküste vor Zingst (Abb. 8).

Für die Zingster Halbinsel lässt sich die Genese weit schwieriger rekonstruieren, da eine Sedimentquelle für den Aufbau der ca. 470 Mio. m³ umfassenden Nehrung (Zingst mit angrenzendem Windwatt und Inseln) heute nicht mehr erkennbar ist. Jüngste intensive Geländearbeiten führten zu einem detaillierten Bild über den geologischen Aufbau und zur Ableitung eines Modells der paläogeographischen Entwicklung. Einen Überblick der abgelagerten lithofaziellen Einheiten sowie des charakteristischen Aufbaus der Nehrungskörper liefern zwei geologische Profile die den Raum Darß-Zingst senkrecht und parallel zur Küstenlinie schneiden (Abb. 11). Schwankungen in der Tiefenlage der marinen Basis zwischen -2 und -13 m NHN (rote gestrichelte Linie) deuten auf ein lebhaft gegliedertes Ausgangsrelief hin. Wichtig ist der Befund, dass etwa 75 % des Nehrungsvolumens von Feinsand eingenommen werden, was Rückschlüsse auf das Liefergebiet gestattet.

Die holozäne Küstengenese ist in Abb. 9 und Abb. 10 anhand von Blockbildern aus vier charakteristischen Zeitabschnitten dargestellt. Abb. 10 A zeigt die Tiefenlage der Basis der marinen Folge mit den anstehenden Sedimenttypen, bestehend aus Geschiebemergel, glaziolimnischen Schluffen sowie glaziolimnischen/-fluvialen Feinsanden. Diese Oberfläche muss als die Landoberfläche betrachtet werden, von der Material abradiert und durch Küstenbildungsprozesse zu neuen Landformen akkumuliert wurde. Pleistozäne Hochlagen des Fischlands, des Altdarß, des südlich gelegenen Festlands sowie des Dornbusch auf Hiddensee sind am Verlauf der 0 m-Isohypse erkennbar. Klei-

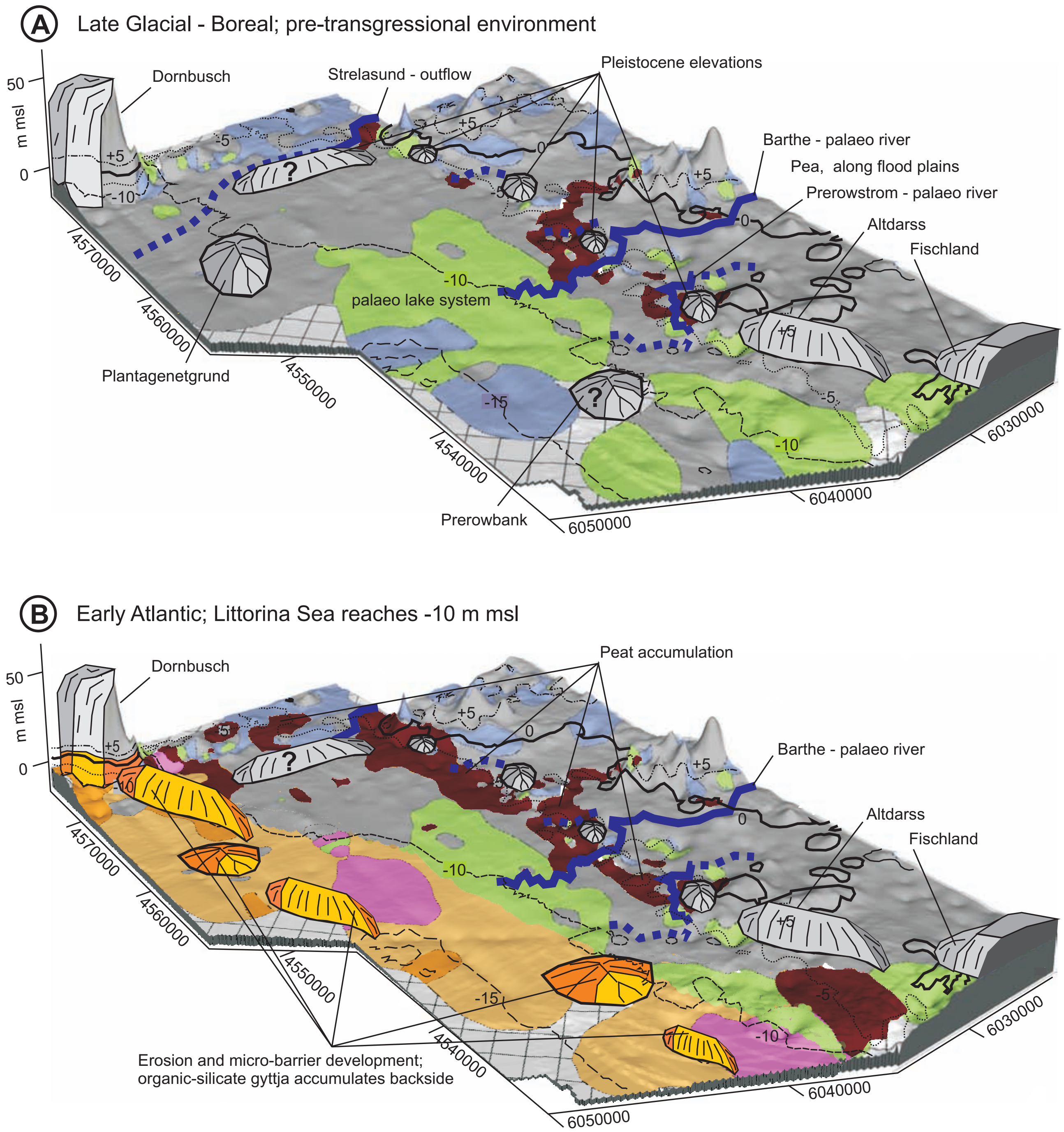



Abb. 9: Küstenentwicklung im Gebiet Darß-Zingst-Hiddensee: A - Spätglazial bis Boreal; Landschaftsbild vor Einsetzen der Transgression. B: Frühes Atlantikum, Einsetzen der Littorina-Transgression. Legende s. Abb. 11.

*Fig. 9: Coastal evolution of the Drass-Zingst-Hiddensee area: A - Late Glacial till Boreal; pre-transgressional environment. B - Early Atlantic, onset of Littorina transgression. For legend see fig. 11.*

nere Aufragungen (häufig von Geschiebemergel aufgebaut) bestimmten als Aufhänger für Sedimentakkumulationen bereits den heutigen Verlauf der Küste und werden am undulierenden Verlauf der -5 m Isobathe sichtbar. Das Volumen dieser und weiterer möglicher Liefergebiete ist im Bild auf vermutlich realistische Ausdehnung vergrößert dargestellt. Niederungen im nördlichen Teil waren von einem großen Seensystem bedeckt mit Zuflüssen aus dem Strelasund und der Barthe, die ausgedehnte Flußauelandschaften bildeten. Datierungen an Torfen ergaben Allerød bis präboreale Alter, was durch OSL-Alter von glaziofluviatilen /äolischen Sanden aus dem Bereich des Perowstroms gestützt wird. (Reimann et al. subm.).

Im frühen Atlantikum setzte die Littorina-Transgression mit rapidem Meeresspiegelanstieg ein und flutete äußere Bereiche der Falster-Rügen-Platte (Abb. 9 B). Das führte zu Torfbildung in geschützten Lagen entlang der transgredierenden Küstenlinie, zeitgleich setzte Abrasion an exponierten Landformen ein (z.B. Dornbusch, Plantagenetgrund, Prerowbank). Es entstanden initiale Küstenbarrieren, die mit dem steigenden Wasserspiegel schnell südwärts migrierten. In ihren rückseitigen Flachwasserzonen lagerte sich Brackwassermudde ab, deren Bildung durch Datierungen an Mollusken auf einen Zeitraum von 7.500 bis 5000 cal BP eingegrenzt werden kann.

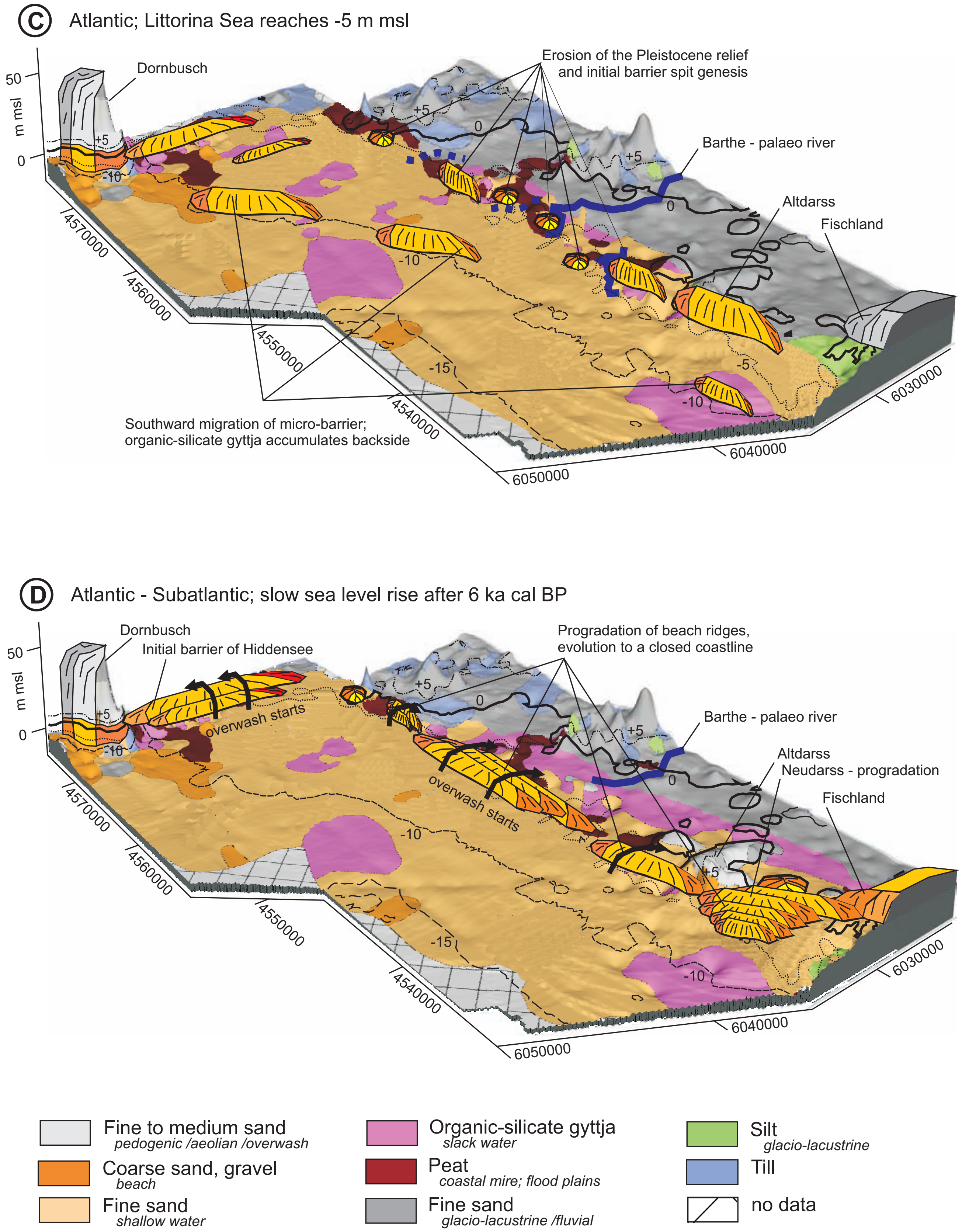



Abb. 10: Küstenentwicklung im Gebiet Darß-Zingst-Hiddensee: C - Atlantikum; Littorina-Transgression erreicht -5 m NHN. D - Atlantikum bis Subatlantikum; geringer Meeresspiegelanstieg seit 6 ka cal BP.

*Fig. 10: Coastal evolution of the Drass-Zingst-Hiddensee area: C – Atlantic, Littorina rise reaches -5 m msl. D - Atlantic till Subatlantic, slow sea level rise after 6 ka cal BP.*

Im Zuge des weiteren Meeresspiegelanstiegs wurden diese jungen Barrieren kontinuierlich aufgearbeitet und mit dem Transgressionskontakt weiter nach Süden verlagert (Abb. 10 C). Rezent sind diese Barrieren gänzlich aufgearbeitet und lassen sich nur anhand der am Meeresboden anstehenden marinen Mudden verfolgen. Mit dieser Entwicklung wurden auch südlich gelegene Pleistozän-Aufragungen aktiviert, die als Materiallieferanten und Aufhänger für das rezente Barrieresystem dienten. Um ca. 6.500 cal BP erreichte der Meeresspiegel -2 m NHN und der Anstieg verringerte sich anschließend erheblich. Ab diesem Zeitraum begannen Akkumulation und küstennahe Material-Transportsysteme zu dominieren. Die südwärtige Verlagerung der Barrieren kam an pleistozänen Aufragungen zum Erliegen und ging in Progradation und Längenwachstum des Barrieresystems sowie Schließung von Seegatten über. Am Dornbusch-Kliff entwickelte sich zeitgleich die Nehrung Hiddensee in südlicher Ausrichtung. Diese Nehrungsbildungen sorgten für die Abgrenzung von Lagunen (rückseitig geschützte Flachwasserzonen), in denen sich die Mudde-Akkumulation fortsetzte.

Abb. 10 D stellt die anhaltende Entwicklung zu einer geschlossenen Küstenlinie für die Nehrung Darß-Zingst und die Insel Hiddensee dar. Diese Phase ist gekennzeichnet durch intensiven Küstenlängstransport und Isolierung der Boddengewässer. Sturmhochwässser führten zu zahlreichen Überflutungen der Barrieren, wodurch Oberflächenstrukturen eingeebnet und Material in die Lagunen transportiert wurde. Meeressandebenen wuchsen auf und das großflächig ausgedehnte Windwatt östlich des Zingst entwickelte sich. Der Sedimentationsprozess konnte in dieser Zeit mit dem Meeresspiegelanstieg mithalten.

Die gegenwärtige Situation ist durch einen erneut schneller steigenden Meeresspiegel gekennzeichnet. Damit verbunden ist die Tendenz zu einer südwärts gerichteten Verlagerung der Küstenlinie, der durch den Küstenschutz entgegen gewirkt wird.

Michael Naumann, Reinhard Lampe

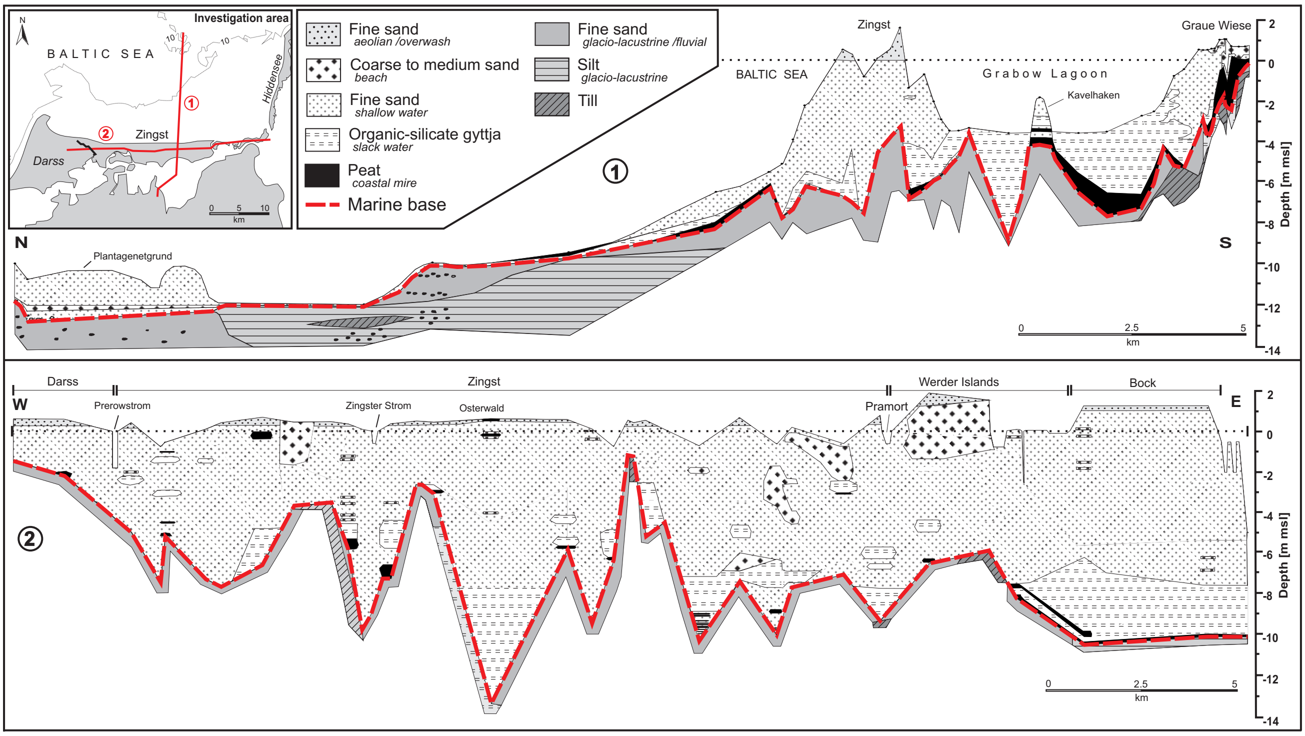



Abb. 11: Zwei exemplarische geologische Schnitte des Exkursionsgebiets: 1 - Nord-Süd-Schnitt über das nördl. Seegebiet, Ostzingst, Grabow, Graue Wiese (südl. Festland); 2 - West-Ost-Schnitt über den Darß, Zingst, Windwatt mit aufgesetzten Inseln.

*Fig. 11: Two exemplary geological cross sections of the excursion area: 1 - north-south-section across the northern offshore area, E-Zingst, Grabow lagoon, Graue Wiese (southern mainland); 2 - west-east-section across Darss, Zingst, wind flat with barrier islands.*

**Abstract:** The Darss is the north-western part of the Fischland-Darss-Zingst peninsula. The southern section is called Altdarss and consists of up to 6-7 m msl elevated Pleistocene sediments (till in the ground, overlain by 20-25 m glacio-lacustrine silt and mainly sand with a palaeo-soil (Allerød) at the top, which is buried by 1-2.5 m aeolian sand). During the Littorina transgression a cliff developed at the northern edge. It became inactive around 3.000 years ago (Schumacher 2000) due to a change in the coastal sediment transport system after the sea-level rise slowed down. Since then about 120 well preserved beach ridges accumulated in a cuspate foreland and the shoreline prograded in northern direction (Neudarss). The base of the marine sand consists of glacio-lacustrine silt/sand and is located about -9 m msl off the Altdarß-cliff and -13 m msl beneath the Neudarß lighthouse. The total volume of the marine sediments amounts to 390 million $m^3$. Recently, a mean accretion of 2 m/a at the northern spit (Darsser Ort) and a mean retreat of 1 m/a at the western shore was observed. All barriers at the southern Baltic are so far explained to be built up mainly from eroded sediment from nearby cliff sections. However, a today feeder cliff for the Zingst peninsula does not exist. Intensive fieldwork on- and offshore allows the construction of a coastal evolution model which explains the sediment supply and transport systems.

## Stop 4: Hohe Düne bei Prerow - Küsten- und Hochwasserschutzsysteme auf der Halbinsel Fischland-Darss-Zingst

*High Dune near Prerow – Coastal and flood protection systems on the Fischland-Darss-Zingst peninsula*

Nach Angaben des StAUN Rostock beträgt die Gesamtfläche der Halbinsel Fischland-Darß-Zingst 146 km². Davon liegen 115 km² niedriger als der für die Bemessung der Deiche maßgebende Sturmflutwasserstand und 54 km² liegen sogar niedriger als 1 m NHN. Diese Flächen unterliegen in besonderem Maße der Gefahr der Überflutung, der Gefährdung ihrer Bevölkerung und der Zerstörung ihrer Bebauung. Hochwasser- und Küstenschutzbauten, die von dem Bemühen zeugen, sich dieser Gefährdung zu entziehen, findet man deshalb an vielen Küstenabschnitten.

Sturmfluten treten auf, wenn mehrere begünstigende Faktoren zeitlich und räumlich zusammentreffen: Starke, lang anhaltende Winde aus dem Westsektor führen zu Einstrom von Nordseewasser und können den Füllstand der Ostsee um bis zu einen halben Meter erhöhen (**Füllungseffekt**). Ein Orkantief, das über der Ostsee heftigen Sturm aus nord- bis nordöstlicher Richtung hervorruft, führt zu einem Anstieg des Wasserspiegels vor den Luvküsten (**Staueffekt**). Außerdem kann das Wasser der Ostsee durch den Windrichtungswechsel von Südwest auf Nordost beim Durchzug des Orkantiefs in Schwingungen geraten, was zu periodischen Wasserstandsschwankungen von bis zu einem Meter führen kann (**Schwingungseffekt**).

Überlagern sich diese Prozesse, sind die Voraussetzungen für eine sehr schwere Sturmflut an der deutschen Ostseeküste gegeben, bei der Wasserstände von fast 3 m über Mittelwasser auftreten können. Den atmosphärischen Zirkulationsbedingungen entsprechend treten Sturmfluten nahezu ausschließlich im Winterhalbjahr auf. Der bisher höchste, gesichert erfasste Wasserstand wurde bei der Sturmflut am 13.11.1872 erreicht, bei der das Wasser in Prerow auf 2,40 m, in Barth auf 2,26 m und in Barhöft auf 2,92 m stieg.

Nach den Überlieferungen reichen die Hochwasserschutzbemühungen bis in das 13. Jh. weit zurück und basierte auf der Pflege von Dünen. In der ersten Hälfte des 19. Jh. erschloss die planmäßige Befestigung der Dünen durch Strandhaferbepflanzung dem Küstenschutz ein dynamisches Schutzelement, dessen Leistungsgrenze allerdings die Sturmflut von 1872 aufzeigte. Nach einer weiteren Sturmflut 1874 begann auf dem Darß und dem Zingst der Aufbau eines Schutzsystem aus Seedeichen, bei dem die Vorlandbreite bei 200 m und die Höhe zwischen 2,5 m MW bis 1 m über dem Sturmflutpegel von 1872 lagen. Die bereits 1848 erfolgte Ersteindeichung von Zingst wurde erneuert, der Ort seitlich durch die Riegeldeiche West und Ost geschützt und zusätzlich ein 4,5 km langer Deich zwischen Zingst und Prerow errichtet. Zwischen 1875 und 1877 wurde ein weiterer 4,75 km langer Deich mit 2,5 m Kronenhöhe südlich von Wustrow angelegt, der im Mittel 110 m von der Uferlinie entfernt lag.

Die ersten Faschinenbuhnen wurden Mitte des 19. Jh. errichtet, nach 1865 wurde zum Einsatz ein- und zweireihiger dichter Pfahlbuhnen übergegangen, die später zu Pfahlbuhnen mit einer Höhe von 0,2 m über Mittelwasser und doppelreihigem, steingefülltem Landanschluss weiterentwickelt wurden. 1875 existierten auf dem Zingst 207 Stück Faschinenbuhnen und 29 einreihige Pfahlbuhnen, 1887 wurden die ersten einreihigen, offenen Pfahlbuhnen gerammt, die bei niedrigeren Kosten eine geringere Lee-Erosion und Kolkwirkung nach sich zogen.

1932/34 entstanden vor Ahrenshoop 20 und vor dem Zingst 170 Buhnen aus zwei Pfahlreihen mit Faschinenpackung und Betonsteinbeschwerung, die sich gut bewährten. Auf Grund eines Bohrmuschelbefalls wurde die Ahrenshooper Gruppe in den Jahren 1934/35 um 27 Stahlspundwandbuhnen ergänzt. Dieses System erzeugte eine starke Lee-Erosion und war durch Korrosion bereits nach 1-2 Jahrzehnten nicht mehr funktionsfähig. 1935/36 vor dem Zingst errichtete Stahlspundwandbuhnen zeigten gleiche Erscheinungen und wurden 1965-1968 gesprengt.

Nach der Sturmflut von 1954 wurde begonnen, die Schutzsysteme systematisch auszubauen. Neue Buhnen entstanden hauptsächlich zwischen 1950-1970 und nach 1990, der Deich zwischen Ahrenshoop und dem Vordarß entstand 1956/59, der neue Riegeldeich Zingst Ost 1972, eine Rekonstruktion und der Neubau von Deichen zwischen Prerow und Zingst sowie auf dem Ostzingst erfolgten zwischen 1964 und 1986. Von den jüngeren Maßnahmen sind die Küstensicherung Dierhagen-Wustrow 1997/98 (48 Buhnen und Strandaufspülung), die Dünenverstärkung Ahrenshoop 1997, die Dünenverstärkung und der Buhnenbau Zingst 1998 sowie der Bau von 13 weiteren Kastenbuhnen vor Ahrenshoop 2001/2002 zu nennen.

Da starre Bauwerke den natürlichen Uferrückgang auf Dauer nicht aufhalten können, müssen zur Erhaltung der Uferlinie die erlittenen Materialverluste durch regelmäßige Sandaufspülungen ersetzt werden. Diese gelten als sich dynamisch den Belastungen anpassende und relativ preiswerte Verschleißbauwerke. 1965 wurde in Zingst erstmals vom Bodden her aufgespült und seit 1968 ausschließlich von See her. Der Sand wird mehrere Kilometer vor der Küste aus vorwiegend pleistozänen Lagerstätten durch Saugbagger gewonnen, mit Schuten vor den Strand verbracht und durch Spüler über Rohrleitungen an Land gepumpt. Derzeit werden zwischen Dierhagen und Wustrow, vor Ahrenshoop sowie zwischen Prerow und Zingst West im Abstand von 3-6 Jahren Strandvorspülungen vorgenommen, bei denen jeweils etwa 90-150 m³/m aufgespült und in das gewünschte Profil planiert werden.

Ein anderes Konzept gilt der Sicherung von Steilküsten. Einerseits haben sich die oft hohen Landverluste trotz aller Bemühungen in der Vergangenheit nicht eindämmen lassen. Da andererseits der Abbruch an den Steilufern eine wichtige Materialquelle für den Erhalt der Flachküsten darstellt, werden Steilufer grundsätzlich nicht mehr geschützt. Die Bemühungen des Küstenschutzes konzentrieren sich vielmehr auf die Übergänge zwischen Steil- und Flachküsten, deren Rückgang ein Zurückweichen der Flachküste nach sich zieht.

Zum Schutze der Übergangsbereiche werden Wellenbrecher in ca. 4 m Wassertiefe errichtet, wo die Vertiefung des Meeresbodens durch die Seegangskräfte nur noch langsam vonstatten geht. Im Lee der Bauwerke bilden sich durch Umlenkung der Wellenzüge partielle Tombolos, die

zu einer wesentlichen Verbreiterung des Strandes, der Entstehung von Dünen und zur Inaktivierung des Kliffs führen. Drei derartige, aus Bruchsteinen zwischen 1984 und 1986 erbaute Wellenbrecher stabilisieren so die Randbereiche des Hohen Ufers des Fischlandes. Zu den Flachküsten hin schließen sich Buhnensysteme, künstliche ernährte Strände und planmäßig ausgebaute Dünen, z. T. mit Fußsicherung aus Bruchsteinen, an.

Eine besondere Herausforderung für Natur- und Küstenschutz war die Gestaltung des Sturmflutschutzes im Gebiet östlich von Zingst, der sowohl die erforderliche Sicherheit der Halbinsel und ihres Hinterlandes als auch ein weitgehend natürliches Überflutungsregime in diesem Nationalparkgebiet garantieren muss. Herzstück ist der rund zehn Kilometer lange Seedeich, der mittig auf der Halbinsel errichtet wird. Im Anschluss an den Deichbau werden 1550 ha des Ostzingsts renaturiert, in dem der alte Seedeich geschlitzt und die Boddendeiche eingeebnet werden. Bei Beibehaltung der hochwasserdämpfenden Wirkung der Halbinsel ist so eine Überflutung beiderseits des Deiches möglich. Die Ortschaft Zingst erhält einen Riegeldeich, der den Schutzring um das Seebad schließt. Sechs Kilometer Straße und vier Schöpfwerke werden zurückgebaut.

Eine zusammenfassende Darstellung der gegenwärtig existierenden und im Bau befindlichen Schutzbauwerke sowie der Überflutungsgefährdung zeigt Abb. 12.

Reinhard Lampe

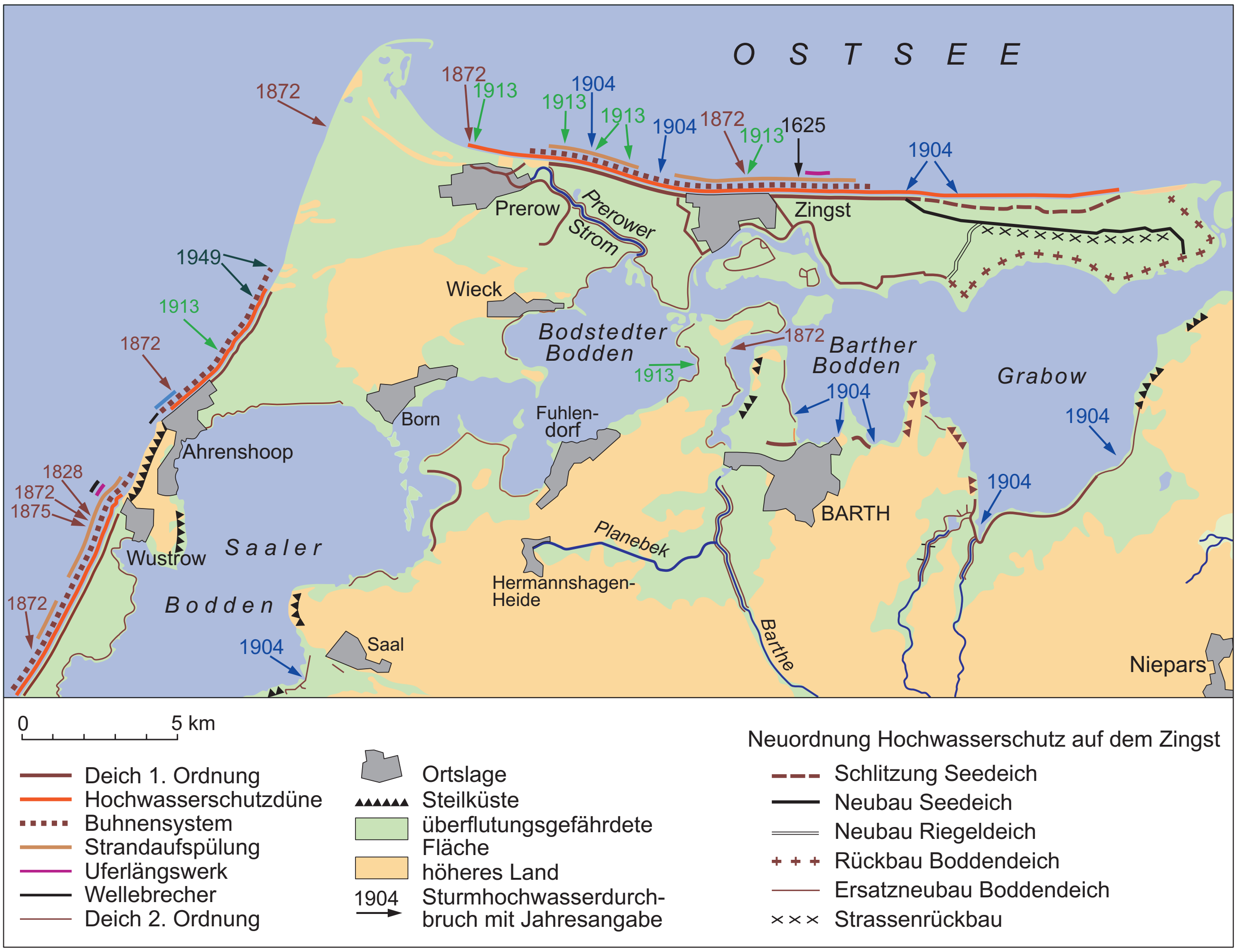



Abb. 12: Anlagen des Küsten- und Hochwasserschutzes auf der Halbinsel Fischland-Darß-Zingst (nach StAUN Rostock 1994, ergänzt).

*Fig. 12: Coastal and flood protection measures on the Fischland-Darß-Zingst peninsula (after StAUN Rostock 1994, supplemented).*


**Abstract:** Three factors favour the origination of extreme storm floods in the Baltic: the infill effect (additional water inflow from the North Sea due to strong westerly winds), the seiche effect (water level oscillations caused by standing waves between the eastern and the western part of the Baltic) and the banking-up effect (water level rise caused by the wind shear). Due to the coincidence of these factors flood levels of approximately 3 m NHN may occur.

79% of the Darss-Zingst peninsula's area are flood-prone. First attempts to protect the coast and to save the inhabitants where made already in the 13th century on the base of sand fencing on dunes. Dike building started after the flood from 13.11.1872, which was the highest ever recorded. A systematic upgrading of the coastal protection

occurred after the flood from 1954 with the building of a dike system, groynes, breakwaters, dunes and the application of artificial beach nourishment. A particular challenge was the modification of the protection system on the eastern Zingst peninsula after the implementation of the National Park. Nature and coastal protection approaches were merged to guaranty both the reestablishment of a natural hydrological system on the peninsula and the protection of the mainland from dangerous floods.

B

## Stop 5: Geologie im Bereich der Meiningenbrücke

*Geology in the area of the Meiningen bridge*

Die 1908-1912 errichtete Meiningenbrücke verbindet das vorpommersche Festland nordwestlich von Barth mit der Halbinsel Darss-Fischland-Zingst. Sie überspannt hier das flache Boddengewässer der Meiningen zwischen Zingster Strom und Bodstedter Bodden. Im Zuge der Baugrunduntersuchungen zum Ersatzneubau der Meiningenbrücke wurde eine Strecke von 0,7 km bis in Teufen von -35 bis -50 m NHN erkundet (Abb. 13).

see lässt sich durch vergleichbare stratigraphische Stellungen und Sedimentabfolgen regional über die Ablagerungen der Rostocker Heide, des Altdarss, der Barther Heide und des Zingst verfolgen und könnte unter Berücksichtigung der Areale der Boddenhohlformen und des angrenzenden Ostseebeckens eine Fläche von über 700 km² besessen haben.

Die stratigraphische Stellung des im Liegenden der glazilimnischen Ablagerungen folgenden, nur reliktisch erhaltenen geringmächtigen Geschiebemergels ist nicht geklärt. Unter Berücksichtigung der Lithofazieskarte ist eine Stel-

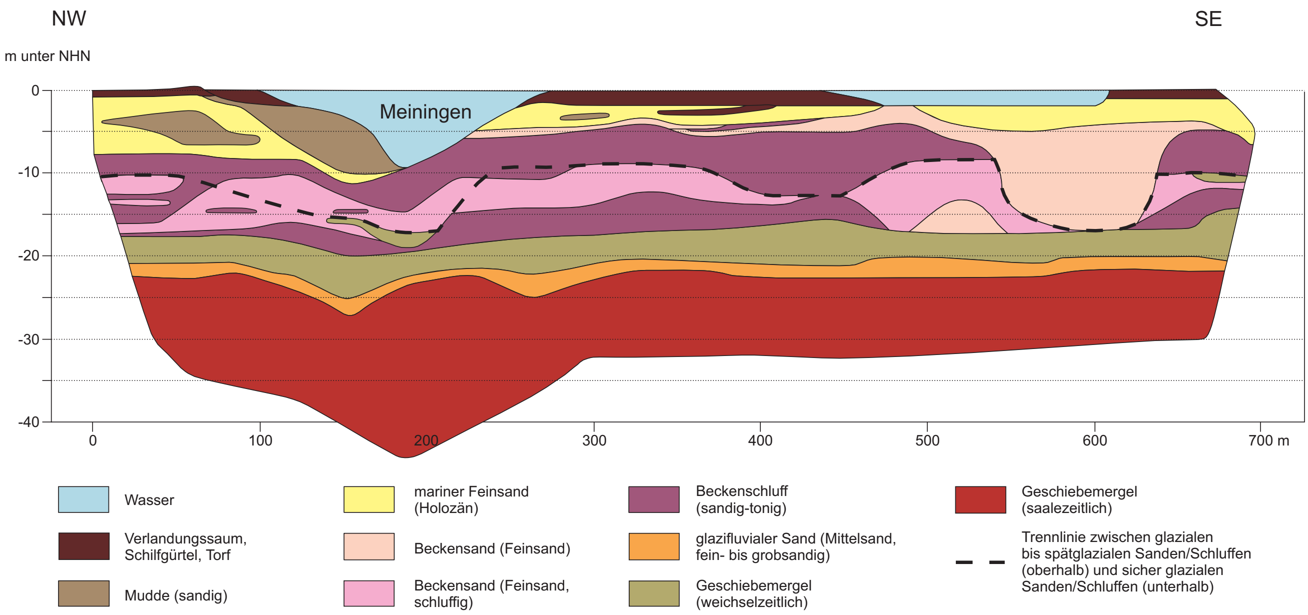



Abb. 13: Geologisches Profil entlang einer Linie östlich der Meiningenbrücke (nach Billwitz, Krienke 2010, vereinfacht).

*Fig. 13: Geological cross section along a line easterly of the Meiningen bridge (acc. to Billwitz, Krienke 2010, simplified).*

Oberflächennah stehen im Festlandsbereich des Untersuchungsgebietes holozäne marine bis brackische kalkfreie Feinsande an, die häufig durch eine geringmächtige Torfschicht überdeckt werden. Im Bereich des Meiningenstromes und seinen Uferabschnitten sind in die Feinsande, Mudden und vereinzelt geringmächtige Torflagen eingeschaltet. Die Basis der Abfolge ist teilweise durch eine mit Muschelschalenbruch angereicherte Sandschicht gekennzeichnet.

Im Liegenden der marinen bis brackischen Bildungen lagern kalkhaltige glazilimnische schluffige Sande und Schluffe mit vereinzelten tonigen und diamikten Einschaltungen. Sie werden der Eiszerfallsphase der letzten Inlandeisbedeckung und damit der Niedertauphase des Mecklenburger Vorstoßes (qw3) des Weichselglazial zugeordnet. Der durch diese Ablagerungen gekennzeichnete Eisstaus-

lung zum Mecklenburger oder Pommerschen Gletschervorstoß des Weichsel-Hochglazials wahrscheinlich. Darunter folgen schräg- und parallel geschichtete glazilimnische Sande und Schluffe. Die Schichtflächen sind teilweise mit Kohleflittern aus dem Tertiär belegt. Schichtverstellungen weisen auf die Deformation des Sedimentpaketes hin. Im Liegenden folgt ein Geschiebemergelhorizont, der dem Brandenburg-Frankfurter Vorstoß des Weichsel-Hochglazials zugeordnet wird. Darunter folgen geringmächtige Mittel- bis Feinsande, unter denen ein Dekameter mächtiger saalezeitlicher Geschiebemergel lagert. Die Quartärbasis liegt im Bereich des Meiningenstromes bei ca. -51 m NHN. Das Präquartär besteht hier aus Tonsteinen des Paläozäns (Tertiär). Tabelle 1 zeigt die generalisierte pleistozäne Schichtenfolge im Untersuchungsgebiet.

Kay Krienke

Tabelle 1: Generalisierte Schichtenabfolge im Bereich des geplanten neuen Meiningen-Brücke.
*Table 1: Generalised sediment bedding in the area of the planned new Meiningen bridge.*

| Zeitliche Einordnung | | Genese | Lithologie |
|---|---|---|---|
| Quartär | Holozän | Limnisch-telmatische bis brackische Ablagerungen | Torfe, Mudden, Mudde-Feinsand-Wechsellagerungen |
| | | marine bis brackische Ablagerungen | Fein- bis Mittelsande, tlw. mit Muscheln |
| | Pleistozän, Weichsel-Glazial | glazilimnische Ablagerungen im Bereich eines weichselglazialen Eisstausees | schluffige Feinsande und Schluffe mit Einlagerungen von diamikten Sedimenten und Tonen |
| | | Geschiebemergel des Mecklenburger oder Pommerschen Gletschervorstoßes | nur reliktisch erhaltener Geschiebemergel |
| | | glazilimnische Ablagerungen der Vorschüttbildungen des Pommerschen Gletschervorstoßes | schluffige Feinsande, parallel und schräg geschichtet,<br>tlw. Schichtflächenbelag mit Kohleflittern des Tertiär |
| | | Geschiebemergel des Brandenburg-Frankfurter Gletschervorstoßes | Geschiebemergel, reich an Kreidegeschieben |
| | | glazifluviatile Ablagerungen | Fein- bis Mittelsande |
| | Pleistozän, Saale-Glazial | Geschiebemergel der Saale-Vereisung | Geschiebemergel |

**Abstract:** A 1908 to 1912 built bridge connects the Zingst peninsula with the mainland northwest of Barth thereby crossing the Meiningen narrow. Building ground investigation for a replacement bridge gave new insights into the geological bedding and the stratigraphy down to about -35 to -50 m NHN.

The Holocene consists of peat in the uppermost layer, followed by marine brackish mud and sand, the latter with shells, enriched in the lower part. The lying lateglacial sediments consists of silt, accumulated in an ice lake which can be traced over c. 700 km². The till of the Mecklenburgian stage is preserved only rudimentarily, underlain by glaciolimnic sand and silt. The lower, chalk rich till belongs to the Brandenburg/Frankfurt stage. A glaciolimnic of minor thickness follows and is underlain by a Saalian till owing a thickness of locally more than two decametre. The base of the Quaternary is located at -51 m NHN and consists of Tertiary shales.

**Literatur** / *References*


Billwitz, K., Porada, H. T. (Hg., 2009): Die Halbinsel Fischland-Darss-Zingst und das Barther Land. Eine landeskundliche Bestandsaufnahme im Raum Wustrow, Prerow, Zingst und Barth. – Landschaften in Deutschland: 71; Köln (Böhlau).

Björck, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. – Quaternary International 27: 19-40.

Dietrich, R. & G. Liebsch (2000): Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. – Zeitschrift f. Geologische Wissenschaften 28(6): 615-624.

Duphorn, K., Kliewe, H., Niedermeyer, R.-O., Janke, W., Werner, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. Sammlung Geologischer Führer 88, Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart. 281 Seiten.

Janke, W., Lampe, R. (1998): Die Entwicklung der Nehrung Fischland-Darß-Zingst und ihres Umlandes seit der Litorina-Transgression und die Rekonstruktion ihrer subrezenten Dynamik mittels historischer Karten. – Z. Geomorph. N.F., Suppl. 112: 177-194.

Janke, W.; Lampe, R. (1998): Die Entwicklung der Nehrung Fischland-Darß-Zingst und ihres Umlandes seit der Litorina-Transgression und die Rekonstruktion ihrer subrezenten Dynamik mittels historischer Karten. – Z. Geomorph. N.F. 112: 177-194.

Kaiser, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – Greifswalder Geographische Arbeiten 24: 176 S.

Kaiser, K.; Barthelmes, A.; Czako-Pap, S.; Hilgers, A.; Janke, W.; Kühn, P.; Theuerkauf, M. (2006): A Lateglacial palaeosol cover in the Altdarss area, southern Baltic Sea coast (northeast Germany): investigations on pedology, geochronology and botany. – Netherlands Journal of Geosciences 85(3): 197-220.

Katzung, G. (2001-2004): Glaziale und periglaziale Tektonik am Kliff des Hiohen Ufers zwischen Wustrow und Ahrenshoop, Fischland (südliche Ostsee). – Archiv für Geschiebekunde 3: 679-700.

Kolp, O. (1982): Entwicklung und Chronologie des Vor- und Neudarßes. – Petermanns Geographische Mitteilungen 126: 85-94.

Lampe, R. (2005): Late-glacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast – review and new results. – Quaternary International, 133/134: 121-136.

Lampe, R.; Meyer, H.; Ziekur, R.; Janke, W.; Endtmann, E. (2007): Holocene evolution of the irregularly sinking southern Baltic Sea coast and the interactions of sea-level rise, accumulation space and sediment supply. – Berichte der Römisch-Germanischen Kommission, 88: 15-46.

Lemke, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. Meereswissenschaftliche Berichte No. 31. Institut für Ostseeforschung Warnemünde. 156 Seiten, mit Anhang.

Lemke, W. (2005): Die kurze und wechselvolle Entwicklungsgeschichte der Ostsee-Aktuelle meeresgeologische Forschungen zumVerlauf der Litorina-Transgression. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern. Jahrbuch 2004, 52: 43-54.

Ludwig, A. O. (1963): Ein belebtes spätglaziales Becken im Fischland. – Arch. Freunde Naturgesch. Mecklenb. 9: 81-87.

Ludwig, A. O. (2004): Kliff des Fischlandes. – In: Katzung, G. (Hg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 306-311; Stuttgart (Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung).

Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz (2009): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern: 102 S., Schwerin.

Poppe, F. (1942): Uferschutzarbeiten an der Ostseeküste vom Darss bis Hiddensee. – Die Bautechnik 54/56: 469-486.

Reimann, T., Naumann, M., Tsukamoto, S., Frechen, M. (2010): Luminescence dating of coastal sediments from the Baltic Sea coastal barrier-spit Darss-Zingst, NE Germany. – Geomorphology (doi: 10.1016/j.geomorph.2010.03.001).

Schulz, W., Peterss, K. (1989): Geologische Verhältnisse im Steiluferbereich des Fischlandes sowie zwischen Stoltera und Kühlungsborn. - Schriftenreihe Wasser- und Grundbau, Mitteilungen der Forschungsanstalt für Schiffahrt, Wasser- und Grundbau 54: 132-148.

Schumacher, W. (2000): Zur geomorphologischen Entwicklung des Darsses – ein Beitrag zur Küstendynamik und zum Küstenschutz an der südlichen Ostseeküste. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften 28(6): 601-613.

Tauber F. (subm.): Search for palaeo landscapes in the south-western Baltic Sea with sidescan sonar. Berichte der Römisch-Germanischen Kommission.

Weiss, D. (1992): Schutz der Ostseeküste von Mecklenburg-Vorpommern. In: Kramer J. & H. Rohde (Hrsg.): Historischer Küstenschutz: 535-567; Stuttgart (Konrad Wittwer Verlag).

Westphal T., Heussner K.-U., Tauber F. (subm.): The results of the dendrochronological investigations within the SINCOS-Project. – Bericht der Römisch-Germanischen Kommission.

ZGI Berlin (Hrsg. 1980): Lithofazieskarte Quartär 1:50.000, Blatt Barth 1166.- Berlin.

Exkursion C

# Die Insel Rügen (I) - Fazies, Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und geologisches Gefahrenpotenzial pleistozäner Sedimente der Steilküste Jasmund

*Rügen Island (I) - Facies, stratigraphy, structural architecture and geological hazard potential of Pleistocene deposits of the Jasmund cliff coast*

Ralf-Otto Niedermeyer unter Mitwirkung von Lars Kanter, Michael Kenzler, Wolf-Albrecht Panzig, Kay Krienke, Alfred O. Ludwig, Hilmar H. Schnick, Karsten Schütze

**Exkursionsroute** / *Itinerary*

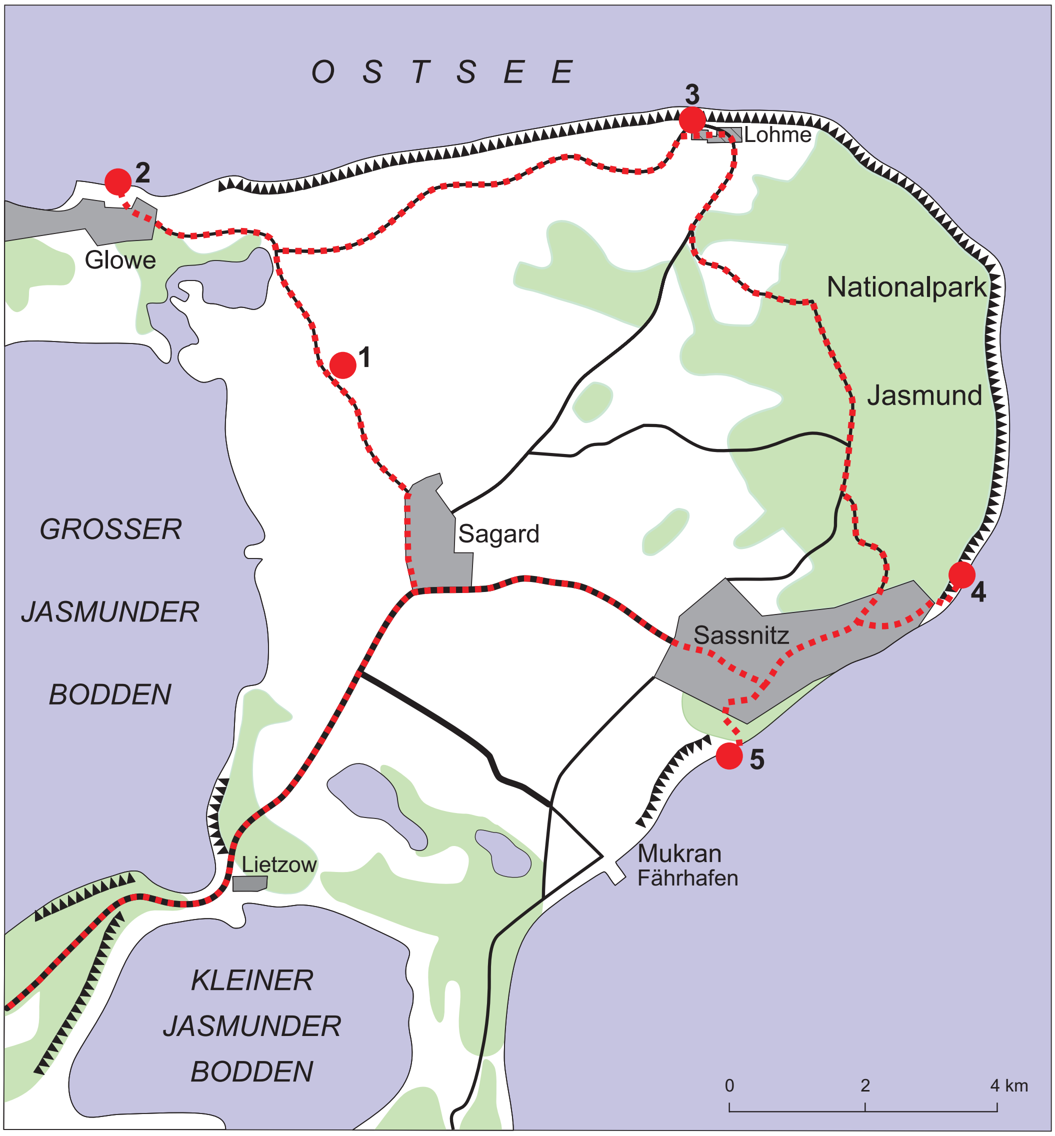



Abb. 1: Exkursionspunkte Rügen - Halbinsel Jasmund: 1 - Tempelberg Bobbin, 2 - Kliff bei Glowe, 3 - Kliff in Lohme, 4 - Kliff nördlich Sassnitz (Streifen 4), 5 - Kliff südlich Sassnitz bei Dwasieden.

*Fig. 1: Itinerary Rügen - Jasmund Peninsula: 1- Temple Hill near Bobbin, 2 - cliff near Glowe, 3 - cliff in Lohme village, 4 - cliff north of Sassnitz (strip 4), 5 - cliff south of Sassnitz near Dwasieden.*

(Seite 51) Abb. 2: Verbreitung und Lagerung von oberflächennahen Quartär- und Kreide-Ablagerungen im Gebiet Rügen - Hiddensee (nach Ükq 200, 1995). Der geologische Profilschnitt (A-B) zeigt sowohl den SW-NE gerichteten morphologischen Geländeanstieg als auch den in gleicher Richtung zunehmenden glazitektonischen Stauchungsgrad vom vorpommerschen Festland über Süd- und Mittel- bis nach Nordrügen.

*(page 51) Fig. 2: Surface geology of the Isle of Rügen including section A – B showing the glaciodynamical-tectonical related increasing relief heights from SW to NE (acc. to Ükq 200, 1995/Geological Survey of Mecklenburg-Vorpommern).*




Stratigraphie: S - Saale-, W - Weichsel-Glazial, die Zahlen geben die Stadien/Vorstöße an

**Einführung**

Die **geologische Entwicklung** der Insel Rügen (Fläche: 926 km²) und das heutige strukturelle Bild der Steilküste Jasmunds wurden entscheidend durch mehrphasige mittel- bis jungpleistozäne Gletscherüberfahrungen geprägt (Abb. C.2). Diese trafen auf präquartäre Kreidehochlagen und schufen komplizierte Lagerungsverhältnisse der karbonatischen und siliziklastischen Sedimente (Schreibkreide-*Komplexe* bzw. Pleistozän-*Streifen*; nach Jaekel 1917). Hierbei wirkten offenbar ältere endogen-tektonische sowie jüngere glazialdynamische Prozesse zusammen, wobei letztere zu markanten Stauchungen (Stauchwällen) mit daraus resultierenden großdimensionalen Lagerungsstörungen (u. a. Sättel und Mulden, Auf- und Abschiebungen) führten (s. a. Stops C.1 und C.4). Überregional sind die glazitektonischen Verhältnisse Jasmunds mit Møn vergleichbar, was bereits Johnstrup (1874) und später Pedersen (2000) in ihren Untersuchungen zu den Lagerungsverhältnissen von Kreide und Quartär beider Gebiete zeigten.

Die **pleistozänen Normalprofile** von Jasmund (z. B. Kliffaufschlüsse nördlich und südlich Sassnitz, Stops 2-5) und von Wittow sowie den Inseln Hiddensee und Greifswalder Oie sind weitgehend parallelisierbar (vgl. Ludwig 1964, 2005, 2006, Panzig 1991, 1997, Steinich 1992 a, b, Katzung et al. 2004, Müller & Obst 2006; Abb. 3). Sie zeigen eine Abfolge von mehreren Grundmoränen (Geschiebemergeln/M) der Elster-(?), Saale- und Weichsel-Kaltzeit, die durch Schluff-, Sand- und Kiesablagerungen während eisfreier Intervalle (I-Zwischensedimente) getrennt sind. Der Aufschluss Glowe (Stop 2) stellt das vollständigste Profil dieser Ablagerungen am Beispiel der Kliffprofile Glowe-West und Glowe-Ost vor.

Ralf-Otto Niedermeyer

**Introduction:** Rügen is the largest island of Germany (area 926 km²; excursion area see Fig. 1) and shows many geological features which have been studied over more than a century, in latest decades mainly for geological research and educational purposes by geoscientists of the University of Greifswald. Numerous stratigraphical, sedimentological, structural, palaeontological and geoecological studies have been carried out during the 20th century and clarified the main geological problems (see reference list). Moreover, the unique geological, geomorphological and geoarchaeological landscape history, especially the famous and wide-known chalk cliffs of the Jasmund-Peninsula, attract visitors from all over the world year by year. In the year 2006 the chalk coast of Jasmund has been classified as „National Geosite" of Germany (see Look et al. 2007).

Geologically, the northern and the eastern part of Rügen Island are most important. The peninsulas of Wittow and Jasmund formed by high-lying chalk deposits (Cretaceous-Lower Maastrichtian) with overlying or interbedded Quaternary deposits of different Pleistocene Ice ages (Saalian, Weichselian) represent type localities for prograding glacier deformation structures which in earlier years have been described by Johnstrup (1874) and recently confirmed by Pedersen (2000) for the Danish Isle of Mœn. **Stop 1** gives an overview on Quaternary morphogenesis of Northern Rügen (cf. as well Fig. 2).

In the course of the excursion, field **stops 2** and **4** show special exposures which deal both with the facies, stratigraphy and glaciotectonically controlled architecture of the Pleistocene deposits (cf. Fig. 3) considering the Upper Cretaceous chalk as well. Regarding glaciotectonics Northern Rügen, especially well documented on Jasmund Peninsula, represents a typical imbricational structure mainly caused by superimposed glacier advances but, possibly, also including endogenic tectonical exposition. These generally complicated geological structures together with exogenic processes (i.e., rain- and meltwater runoff) and technical problems by human settlements (i.e., irregular waste water drainage, houses too close to the cliff slope) generate gravitational-driven mass movements (landslides) with a high geohazard potential. An exceptional landslide took place on the 19. March 2005 at the cliff coast of Lohme (North-Jasmund) with 100 000 m³ Pleistocene cliff sediments moving to the beach (**stop 3**). Finally, **stop 5** describes proximal ice-margin-related glaciolimnic/glaciofluvial deposits in the vicinity of a probable ice-dammed lake.

## En-route 1: Strelasund-Brücke - Geologie des Strelasund-Gebietes

*Strelasund Bridge – Geology of the Strelasund area*

Die im Jahre 2007 fertiggestellte dreispurige Rügen-Hochbrücke weist einschließlich der Vorlandbrücken eine Gesamtlänge von 4,1 km auf. Architektonisch am eindrucksvollsten ist die Schrägseilbrückenkonstruktion über den Ziegelgraben mit einer Pylonhöhe von 128 m und einer Durchfahrtshöhe von 42 m.

Der Strelasund trennt die Insel Rügen vom vorpommerschen Festland. Seine Anlage wird teilweise auf NE – SW verlaufenden Störungen im präquartären Untergrund zurückgeführt (Deecke 1907, Katzung 2004, Reinicke 2005). Dadurch entstandene Schwächezonen sollen durch pleistozäne Schmelzwässer der Weichselvereisung bevorzugt genutzt und ausgeräumt worden sein (Duphorn et al. 1995). Durch Schmidt (1957) wird eine Anlage durch schmale Gletscherzungen bzw. das Niedertauen von Toteis diskutiert.

Durch die 1998 und 2001 durchgeführten Baugrunderkundungen für die Rügenbrücke wurde ein Profil quer zum Streichen des Strelasund abgeteuft, das die quartäre Schichtenfolge erfasst (Abb. 4). Im Zuge der Baugrunderkundung wurde in zwei Bohrungen die Quartärbasis bei -33,5 m und -56,6 m NHN erbohrt. Es handelt sich um Ablagerungen des Campaniums in Schreibkreidefazies. Die Positionen der Kreideoberfläche korrelieren mit der Umgebung Südrügen (ca. -30 m NHN) und Stralsund (ca. -55 m NHN). Im Hangenden folgt ein teilweise Dekameter mächtiges Geschiebemergelpaket, das stratigraphisch der

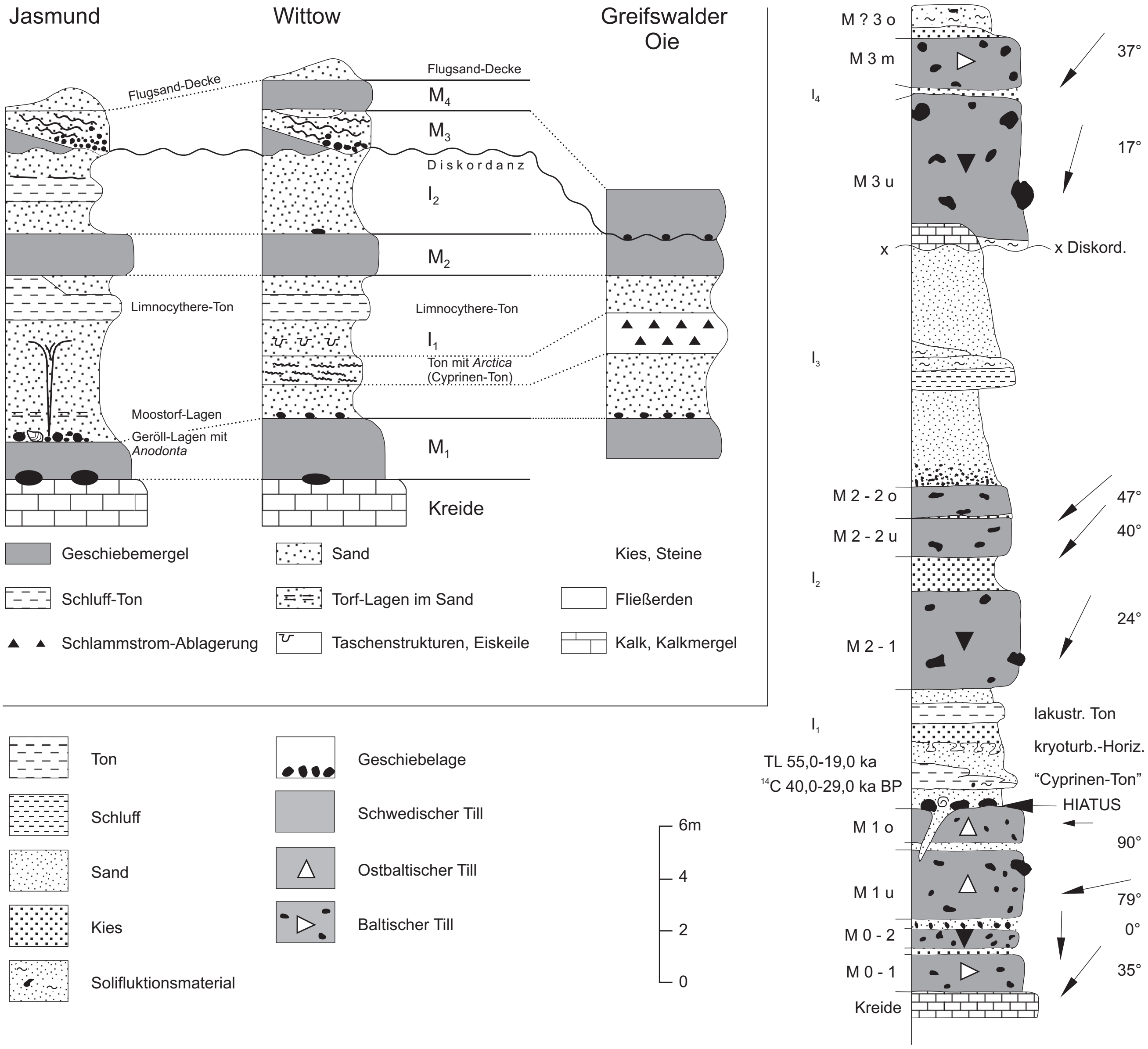



Abb. 3: Generalisierte pleistozäne Schichtenfolgen („Normalprofile“) auf Oberkreide der Halbinseln Jasmund und Wittow sowie deren Korrelation mit der vorgelagerten Ostseeinsel Greifswalder Oie (Katzung et al. 2004); rechtes Profil: Hochauflösende Abfolge der Tills (m-Einheiten) und Zwischensedimente (I-Folgen) Jasmunds (nach Panzig 1997).

*Fig. 3: Generalized Pleistocene successions ("standard profiles") on Upper Cretaceous of Northern Rügen (Jasmund, Wittow) correlated with the offshore location Oie-Island (acc. to Katzung et al. 2004). Facies architecture and lithostratigraphy (M: till units, I: intercalated clastics) are shown; right profile: in detail (acc. to Panzig 1997).*

Saale-Vergletscherung und dem Brandenburg/Frankfurter Vorstoß (W1) der Weichselvereisung zugeordnet wird. Darüber folgen glazilimnisch-glazifluviatile Ablagerungen (Schluffe bis Kiese), in die der Geschiebemergel des W2 (Pommerscher Vorstoß) der Weichselvereisung eingeschaltet ist. Im Bereich des Ziegelgrabens und des Strelasunds schließen Mudden die Abfolge ab.

Auffällig im Gesamtprofil ist, dass hinsichtlich der Architektur des Sedimentkörpers und der Sedimentfüllung als Rinne in Frage kommende Strukturen nur im Nordostteil des Profils ausgebildet sind. Hier lagern Kiese und Sande, die als Nachschüttbildungen des W2-Eisvorstoßes interpretiert wurden, der Kreide direkt auf. Das Fehlen von Geschiebemergeln in dieser Struktur deutet auf das erosive Ausräumen von Ablagerungen durch Schmelzwässer hin.

Kay Krienke

## Stop 1: Aussichtspunkt Tempelberg bei Bobbin – Quartärgeologie und Morphogenese Nordrügens

*Lookout from Temple Hill near Bobbin – Quaternary geology and morphogenesis of North Rügen*

Der Jasmund-Stauchkomplex, der im Piekberg (+161 m NHN) die größte Erhebung der Insel Rügen erreicht, zählt nach der Klassifikation für glazitektonische Phänomene (Jakobsen 2003) zu den großdimensionalen, zusammengesetzten Höhenrücken. Mit Höhen von 100-200 m sind sie als Systeme subparallel verlaufender Teilstrukturen aufzufassen und enthalten häufig bedeutende Volumenanteile deformierter präquartärer Gesteine.

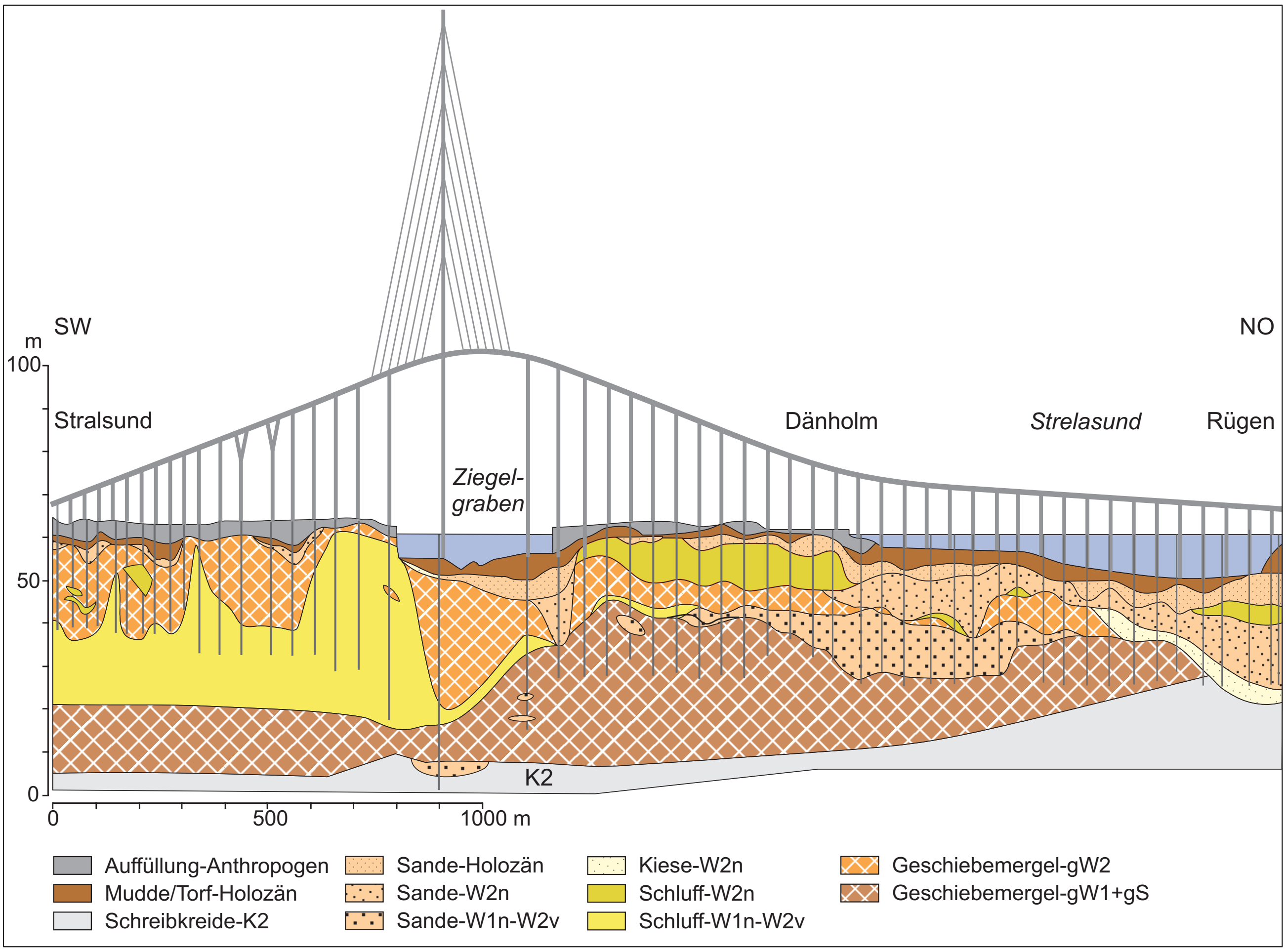



Abb. 4: Geologischer Schnitt (SW-NE) des Strelasunds. /*Fig. 4: Geological cross section (SW-NE) of the Strelasund.*

Das deformierte präquartäre Gestein ist hier ein aus der Oberkreide (Maastrichtium) stammender fossilreicher pelagischer Kreidekalk (Rügener Schreibkreide). Dieses Gestein steht bis in die Hochlagen des Stauchkomplexes an, während es sonst im Nahbereich auf Tiefen unterhalb -40 m NHN beschränkt ist (Groth 1967). Deshalb wurden in Bezug auf die Genese des Stauchkomplexes immer wieder endogene, (glazio-) isostatische und/oder gravitative Hebungsvorgänge in die Diskussion gebracht. Die Entstehung des Stauchkomplexes einschließlich der Heraushebung der Kreide kann jedoch unter Verwendung der Modellvorstellungen von Petersen (2000, 2005) ausschließlich auf glazigene Ursachen zurückgeführt werden. Für eine rein glazigene Genese spricht der ungestörte Verlauf der Oberkreidebasis (Groth 1967, Krauss 1993). Die auf Steinich (1972) zurückgehende „endogen-tektonische Strukturierung" ist nur eine Interpretationsmöglichkeit für seine feinstratigraphischen Befunde an dislozierten Kreideeinheiten. Sie können genauso gut mit lokal unterschiedlich tief in die Kreidefolge eingedrungener prä-$M_1$-zeitlicher Exaration erklärt werden.

Der Stauchkomplex entstand als proglaziale Aufpressung von Stauchwällen. Danach wurde er durch laterale Kompression zwischen zwei Gletscherloben stark eingeengt. So entstanden ein E-W-streichender Nordflügel und ein NE-SW-streichender Südflügel. Anschließend überfuhr der Gletscher den Stauchkomplex (zumindest in großen Teilen), überprägte ihn subglazial und lagerte als Moräne den sog. $M_3$-Deckkomplex/qw3 ab (vgl. Stops 2 u. 4). Damit ist die Hochlage nicht als klassische Stauchendmoräne aufzufassen. Die entsprechenden Eisrandlagen befinden sich außerhalb Rügens auf dem westlich angrenzenden Festland. Syngenetisch kam es lokal auch zu fluviatiler Erosion durch Schmelzwässer, zu solifluktiven Umlagerungen sowie zur Sedimentation klastischer Folgen in isolierten Becken ($I_2$-Folge).

Nach Abschmelzen des Eises wurde die Hochlage erneut in periglazialem Milieu überprägt. Solifluktion und Abspülung führten zu Umlagerungen und weiterer Einebnung. Besonders davon betroffen waren die jüngsten Moränen. Lokal kam es zur morphologischen Betonung interner Strukturen, da die unverfestigten Quartärsedimente relativ leicht ausgeräumt werden konnten. So wurden Kreidekomplexe als Härtlinge aus dem Stauchkomplex modelliert, sie durchragen die $M_3$-Decke heute teilweise in „Fenstern". Durch die modellierende Wirkung der Solifluktionsschuttdecken entstanden weitspannige Trogtäler mit entsprechenden Talsedimenten. In diesen sind subarktische Molluskenfaunen nachgewiesen worden (Anders 1990, Menzel-Harloff 1990). In abflusslosen Becken setzte noch im Spätpleistozän die Ablagerung limnisch-telmatischer Folgen ein. Darin eingelagert finden sich Laacher-See-Tephra (Allerød) sowie isländische Aschen (Endtmann 2004).

Hilmar H. Schnick

## Stop 2: Pleistozänaufschluß Glowe (NW-Jasmund) - Fazies und Lithostratigraphie der Tills (M-Einheiten) und Zwischensedimente (I-Folgen)

*Pleistocene outcrop near Glowe (NW-Jasmund) – Facies and lithostratigraphy of tills (M-units) and intercalated sediments (I-successions)*

### 2.1. Glowe-West: Normalprofil des Pleistozäns auf Oberkreide

*Pleistocene standard profile on Upper Cretaceous*

Das aktive Ostseekliff bei Glowe zwischen ehem. Durchstichkanal im E und dem Glower Kreidesattel im W präsentiert das bisher vollständigste Quartärprofil des südlichen Ostseeraumes (Abb. 5). Über nahezu 300 m Länge bei ca. 16 m Höhe sind saale-, weichselzeitliche und holozäne Sedimente einander auflagernd und unverstellt aufgeschlossen. Lithostratigraphisch handelt es sich um die autonomen Geschiebemergeleinheiten $M_{0-1}$ (Elster?), $M_{0-2}$, $M_{1u/o}$ (Saalekomplex); $M_{2-1}$, $M_{2-2}$ - $M_{3u}$ ? (Weichselkomplex) – Eistektonische Diskordanz – $M_{3u}$ ?, $M_{3m}$ (Weichselkomplex) mit jeweils sandigen Zwischenmitteln. Das spätglazial-frühholozäne

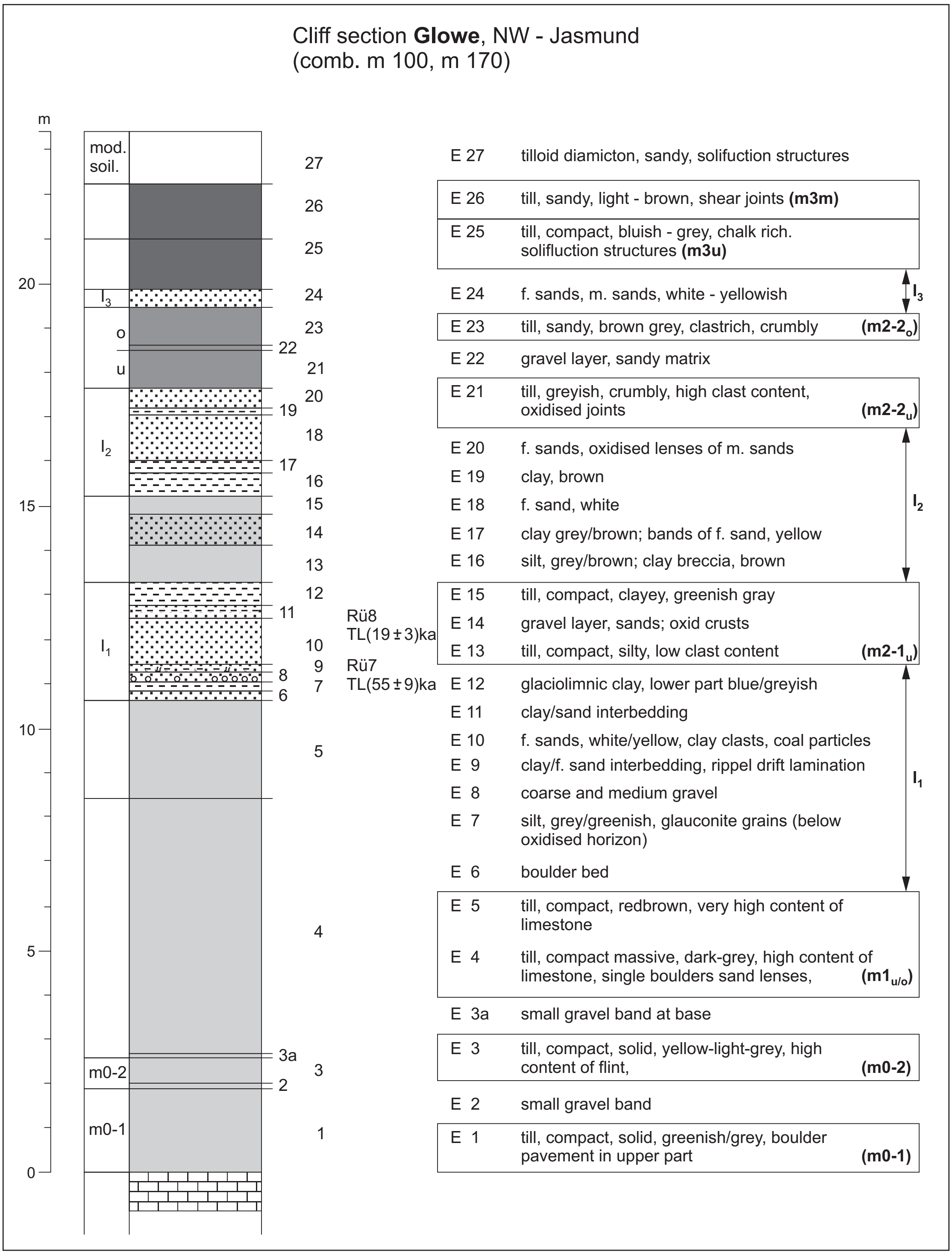



Abb. 5 : Kliffprofil Glowe-West: Fazies und Lithostratigraphie (Panzig 1997).

*Fig. 5: Cliff section Glowe-West: Facies and lithostratigraphy (acc. to Panzig 1997).*

Seebecken-Profil am E-Ende des Großaufschlusses Glowe wird auf der Exkursion F Rügen (II) detailliert vorgestellt.

## Lagerungsbild

Der Groß-Aufschluss zeigt in Quasi-Konkordanz eine Anlagerung pleistozäner Schichtglieder bis zur Zwischensediment-Einheit $I_3$ an die E-Flanke einer Kreide-Antiklinale (Glower Sattel). Alle postkretazischen Ablagerungen weisen NE-liche Fallrichtungen auf. Eine nahezu horizontale glazitektonische Diskordanz schneidet erosiv die älteren Schichtglieder an deren Schichtköpfen ab, eingeschlossen der Scheitel des liegenden Kreidesattels. Oberhalb der Erosionsfläche lagern wenigstens ein Geschiebemergel ($M_{3m}$ ?), ein Sandband ($I_4$ ?) und darüber ein fragliches Diamikt.

lage auf, in der *Anodonta* sp. gefunden wurde. Ein auf die lithostratigraphische Einordnung der $I_1$-Ablagerungen von Rügen u.a. hinweisender Periglazialhorizont konnte in Glowe nicht aufgefunden werden. Es überwiegen Sand- und Schlufflagen, von denen Altersdatierungen vorliegen (RÜ7 TL 55+/- 9 ka, RÜ8 TL 19+/-3 ka), welche das $I_1$-Paket von Glowe mit weiteren $I_1$- Sedimenten von Rügen korrelierbar machen. Im oberen Profilteil ist ein glazilakustriner *Lymnocythere-[Leucocythere-]* Ton entwickelt, der kontinuierlich in den hangenden $M_{2-1}$-Till übergeht. Das $M_{2-1}$-Eis hat offenbar Teile dieses glazilimnischen Tons aus einem Seebecken aufgeschürft und in seine Grundmoräne aufgenommen. Das $I_1$-Paket wird bis mindestens 4,5 m mächtig.

Die $M_{2-1}$-Bank wird 3-4 m mächtig und ist im oberen Profilbereich zerspült, was zur Ausbildung einer bis zu 0,3 m mächtigen Geschiebelage führte. Bei ca. m130 erreicht diese das Strandniveau. Der Geschiebemergel ist graublau, kompakt und führt hohe Anteile an paläozoischen Schiefern. Die wahre Mächtigkeit der hangenden $I_2$- Schichten ist nicht bekannt, da deren Basis unter der Mittelwasser-Linie (MWL) liegt. Etwa 6 Profilmeter faziell unterschiedliche und Fältelungen aufweisende Sedimente wie Sande, Schluffe und diamiktische Lagen sind aufgeschlossen. Das folgende zweigeteilte $M_{2-2}$-Tillpaket weist eine horizontbeständige Zäsur in Form eines max. 5 cm mächtigen Sand/Kiesbandes etwa in der Profilmitte auf und einen etwas veränderten Geschiebebestand zugunsten kretazischer Anteile im oberen Profilteil. Diese Trennbarkeit lässt das Aushalten eines unteren und eines oberen Profilteils zu.

Die $M_{2-2}$- Sequenz taucht mit einer Gesamtmächtigkeit von 3-4 m dem allgemeinen ENE-Fallen der liegenden Abfolge entsprechend ab. Der Höhenverlust wird ab Profilmeter 160 bis Meter 180 durch sich bis zu über 4 m mächtig entwickelnden $M_{3u}$- Geschiebemergel nahezu kompensiert.

Die i.a. mächtigen $I_3$-Sedimente Jasmunds sind im Auf-

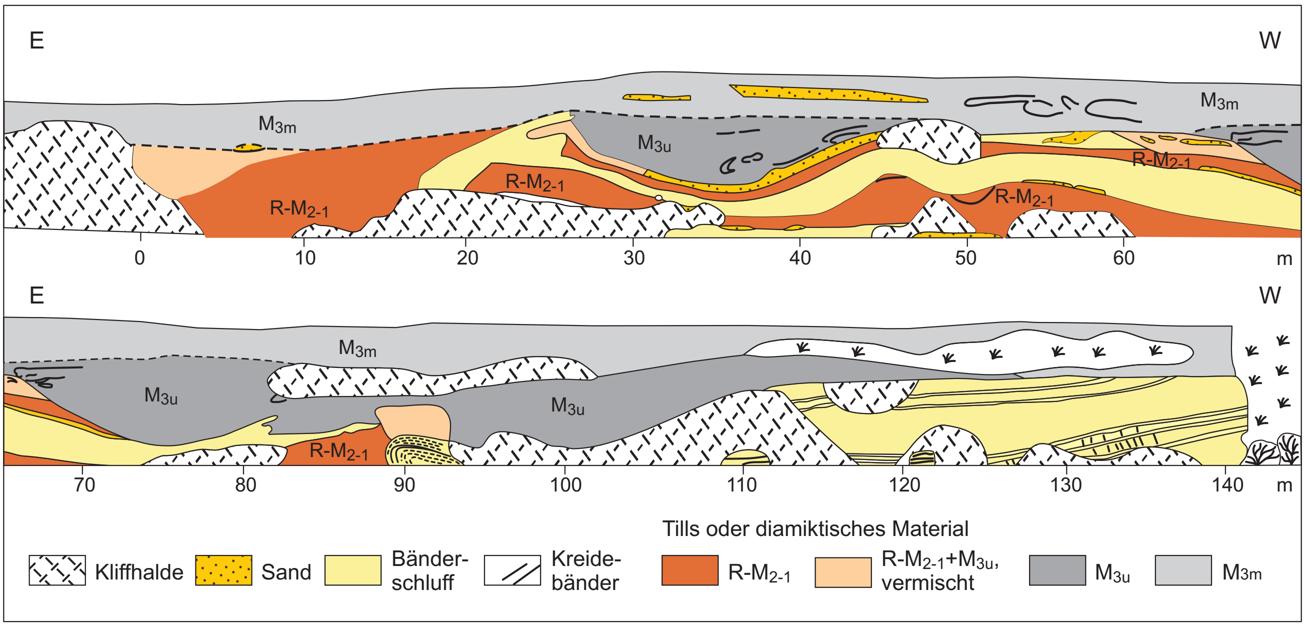



Abb. 6: Kliffprofil Glowe-Ost (Aufnahme Kanter 1989/1990).

*Fig. 6: Cliff section Glowe-East (mapped by Kanter 1989/1990).*

## Schichtglieder und Lithofazies

Von sämtlichen natürlichen Aufschlüssen Rügens weist nur Aufschluß Glowe den mit $M_{0-1}$ bezeichneten Geschiebmergel aus. Es handelt sich um die älteste bisher auf Rügen angetroffene moränale Ablagerung, die hier direkt der Kreide auflagert. Die Bank wird ca. 2 m mächtig, ist grüngrau, kompakt und hart und weist ein Geschiebespektrum in „Normalfazies“ auf, d.h. es treten weder mittelschwedische noch ostbaltische Komponenten anteilmäßig hervor. Getrennt durch ein Kiesband im Liegenden und Hangenden, folgt ein ca. 0,5 m mächtiger, hellgrauer, sehr geschiebereicher, harter $M_{0-2}$-Geschiebemergel. Hoher Sandstein- und Quarzitgehalt und wenige paläozoische Kalke weisen auf ein eher nördliches Liefergebiet hin. Auffällig ist der hohe Gehalt an zersplittertem Feuerstein. Der folgende $M_{1u/o}$-Geschiebemergel erreicht ca. 8 m Mächtigkeit bei dunkelgrüngrauer Färbung. Im oberen Drittel des Profils tritt ein Farbumschlag nach rotbraun auf. Da sich der generell hohe Anteil an paläozoischen Kalken sprunghaft erhöht, wird ein oberer von einem unteren Profilabschnitt getrennt. Generell lagert dem $M_1$ auf Rügen eine ausgeprägte Geröll-

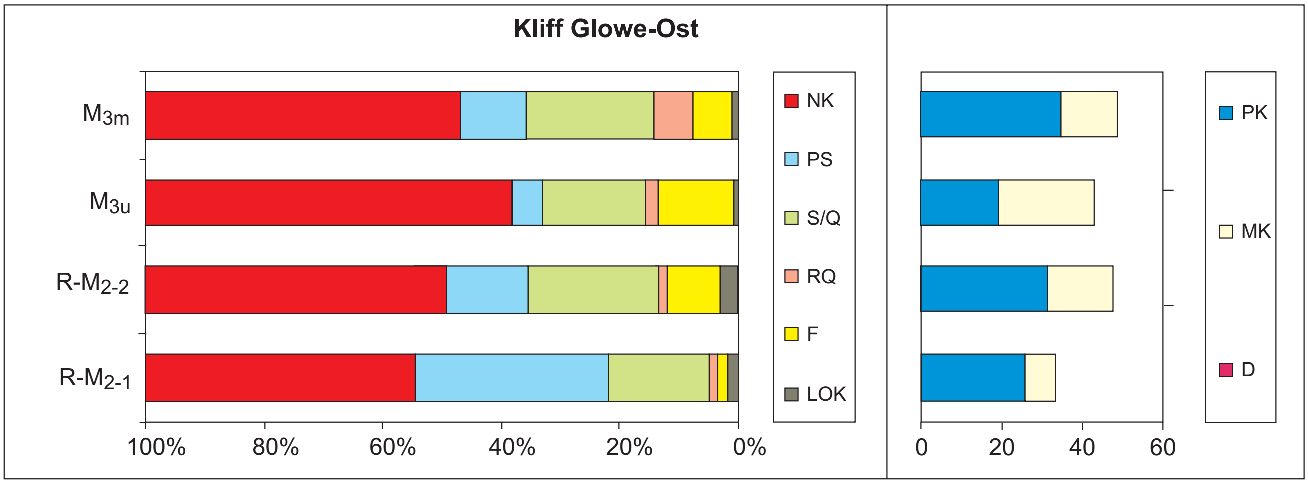



Abb. 7: Ergebnisse der Feinkiesanalysen der diamiktischen Lagen vom E-Kliff Glowe.

*Fig. 7: Results of fine-gravel analyses of the Glowe, eastern cliff section.*

schluss Glowe mit nur 0,2 m geringmächtig entwickelt. Bei Meter 165 erscheint die $M_{3u}$-Moräne im Kliffprofil und erreicht am östlichen Aufschlussende 5 m Mächtigkeit. Der Till weist sich als solcher durch lithostratigraphische Position, inkorporierten $M_{2-2}$-Till, Kreidematerial im Basisbereich und ein Geschiebespektrum intermediärer Provenienz aus. Das Gefüge des $M_{3u}$-Tills weist jedoch Bewegungsspuren auf. Offensichtlich liegt eine post-sedimentär mobilisierte Moräne des $M_{3u}$-Gletschers vor, wobei die Aktivierung der $M_{3u}$-Moräne im Zusammenhang mit dem Gefälle der Ostflanke des Glower Sattels gesehen werden muss.

Glazitektonisch ist der Aufschluss Glowe insofern als Typ-Lokalität zu bezeichnen, als die große Ungleichförmigkeitsfläche auf Jasmund, die eistektonische Diskordanz, nicht unter, sondern ü b e r dem $M_{3u}$-Paket liegt ! Das $M_{3m}$-Eis ist hier in ungewöhnlicher Weise erodierend wirksam gewesen und hat Anteile der $M_{3u}$-Moräne aufgenommen, die sich im Basisbereich der etwa 1,5 m mächtigen, sandigen $M_{3m}$-Tilldecke eingelagert, wiederfinden. Dennoch wurde die tektonische Depression im E des Glower Aufschlusses glazisedimentär nicht aufgefüllt. Es verblieb am E-Ende des Aufschlusses eine wassergefüllte Restsenke, in der sich im jüngeren Weichsel-Spätglazial ein Torfprofil entwickelte (hierzu Exkursion F).

Wolf-Albrecht Panzig

## 2.2. Kliffabschnitt Glowe-Ost
*Cliff section Glowe - East*

### Fazies und Lagerungsverhältnisse

Die Aufschlussverhältnisse sind geprägt durch die Flankenposition am E-Rand des Glower Kreidesattels sowie durch die sich östlich anschließende Muldenposition. Während an der Flanke der Mulde Sande sedimentiert wurden, lagern im Zentrum der Depression zwischen Glowe und Hoch-Jasmund Bänderschluffe.

Gemeinsam vertreten die Sande und Bänderschluffe die Interstadialsedimente des $I_2$-Komplexes. Westlich m 165 stehen überwiegend Sande des $I_2$ an. Östlich Meter 165 treten in der Mulde Bänderschluffe auf (Abb. 6), die sich wiederholt mit diamiktischen Lagen abwechseln und den westlich benachbarten $I_2$-Sanden diskordant auflagern. Die Bänderschluffe beinhalten kantige Tonklasten, die teilweise abgerollt worden sind. Die Schluffe weisen Faltungen sowohl mit E- als auch mit W-Vergenzen auf.

Diese Bänderschluffe treten in zweifacher Wechsellagerung mit diamiktischen Lagen auf, deren Feinkiesinventar dem des $M_{2-1}$-Geschiebemergels entspricht. Der hohe Anteil an paläozoischen Schluffsteinen (PS) von 25 % ist charakteristisch für den $M_{2-1}$-Till (Abb. 7) und weist auf eine nordnordöstliche Herkunft des ursprünglichen Geschiebe-

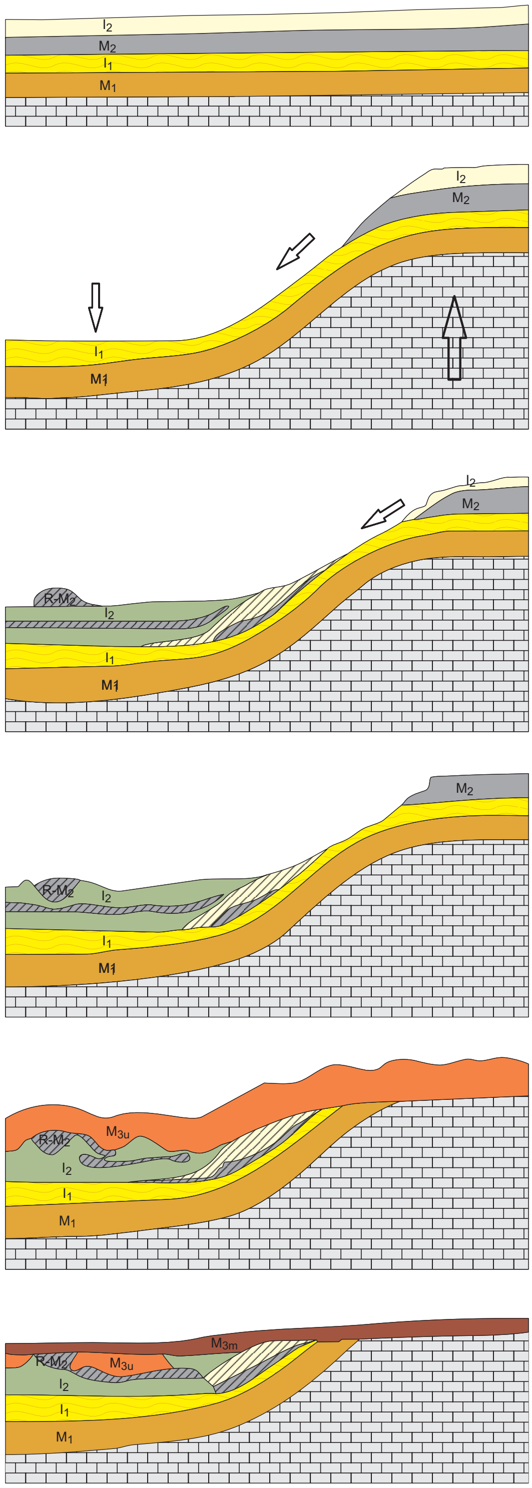
| Lithostratigrafische Einheiten Rügen | Chronostratigrafie Mecklenburg-Vorpommern |
|---|---|
| $M_{3m}$ | W3 (Mecklenburger Stadium) |
| $M_{3u}$ (z.T. mit R-$M_{3u}$) | W2 (Pommersches Stadium) |
| $I_2$ (mit R-$M_{2-1}$) | gf/gl W1n-W2v |
| $M_{2-1}$ | W1 (Brandenburger Stadium) |
| $I_1$ | gf/gl W1v |

Tabelle 1: Lithostratigrafische Einheiten am Kliff Glowe-Ost und Chronostratigrafie.

*Table 1: Lithostratigraphical units and chronostratigraphy of the cliff section Glowe-East.*

mergels hin. Die Mächtigkeit dieser diamiktischen Lagen variiert engräumig. In ihnen treten sowohl an der Basis als auch an der Oberfläche Tongerölle und laminierte Gefüge auf. Die inneren Bereiche der Diamiktkörper sind homogen und massig ausgebildet. Diese diamiktischen Lagen mit $M_{2-1}$-Inventar werden als Solifluktionsdecken interpretiert, die von der Flanke des westlichen Glower Kreidesattels in die glazilakustrine Randsenke am Westrand Jasmunds hineinflossen. Sie stellen somit Resedimentite (R-$M_{2-1}$) des $M_2$-Geschiebemergels dar. Der autochthone $M_{2-1}$-Till tritt in diesem Kliffabschnitt nicht auf. Er wird unterhalb des Strandniveaus in größerer Tiefe in der Jasmunder Randmuldenstruktur vermutet, wenn er nicht im Zuge der Muldenentwicklung erodiert worden ist.

Über dem Bänderschluff-Diamikt-Komplex lagern Geschiebemergelkörper, deren Feinkiesinventar wesentlich von dem der liegenden Horizonte abweicht. Die Abnahme der paläozoischen Schluffsteine (PS) und die Zunahme des Nordischen Kristallins (NK) weisen gegenüber dem $M_{2-1}$-Till auf eine mehr nordöstliche Angleitrichtung des liefern-




a) Ablagerung von Geschiebemergel und Interglazial-/Interstadialsedimenten auf der Kreide (gS - gfW1n)

Sedimentation of till and interglacial/interstadial sediments above Cretaceous (gS - gfW1n)

b) Hebung der Glower Kreideschuppe bei gleichzeitiger Exaration und Erosion in der Depression (gfW2v-gW2)

Elevation of Glowe chalk body during contemporaneous exaration and erosion within the depression (gfW2v-gW2)

c) Fortschreitende Erosion mit steilen Hanglagen, glazilakustrine Bänderschluffablagerung und synsedimentäre Solifluktion von Geschiebemergel in die Depression (gW2v-gW2)

Advancing erosion with steep slopes, glacilacustrine banded silt sedimentation and contemporaneous solifluction of till layers into the depression (gfW2v-gW2)

d) Synsedimentäre Deformation der unkonsolidierten Bänderschluffe und Geschiebemergel-Solifluktionsdecken während der Sedimentation (gW2v-gW2)

Contemporaneous deformation of the unconsolidated silt-layers and till-solifluction-layers while sedimentation (gfW2v-gW2)

e) Ablagerung des $M_{3u}$-Geschiebemergels bei synsedimentärer Deformation der liegenden Horizonte (gW2)

Sedimentation of the $M_{3u}$-till during contemporaneous deformation of deeper horizons (gW2)

f) Detraktion der höheren Teile der Glower Kreideschuppe. Diskordante Ablagerung des $M_{3m}$-Geschiebemergels ohne Deformation der liegenden Horizonte (gW3)

Detraktion of higher parts of the Glowe chalk body, discordant sedimentation of the $M_{3m}$-till, nearly without deformation of the deeper horizons (gW3)

Abb. 8: Sedimentationsmodell Glowe für das Jungpleistozän. / *Fig. 8: Depositional model Glowe of the Late Pleistocene.*

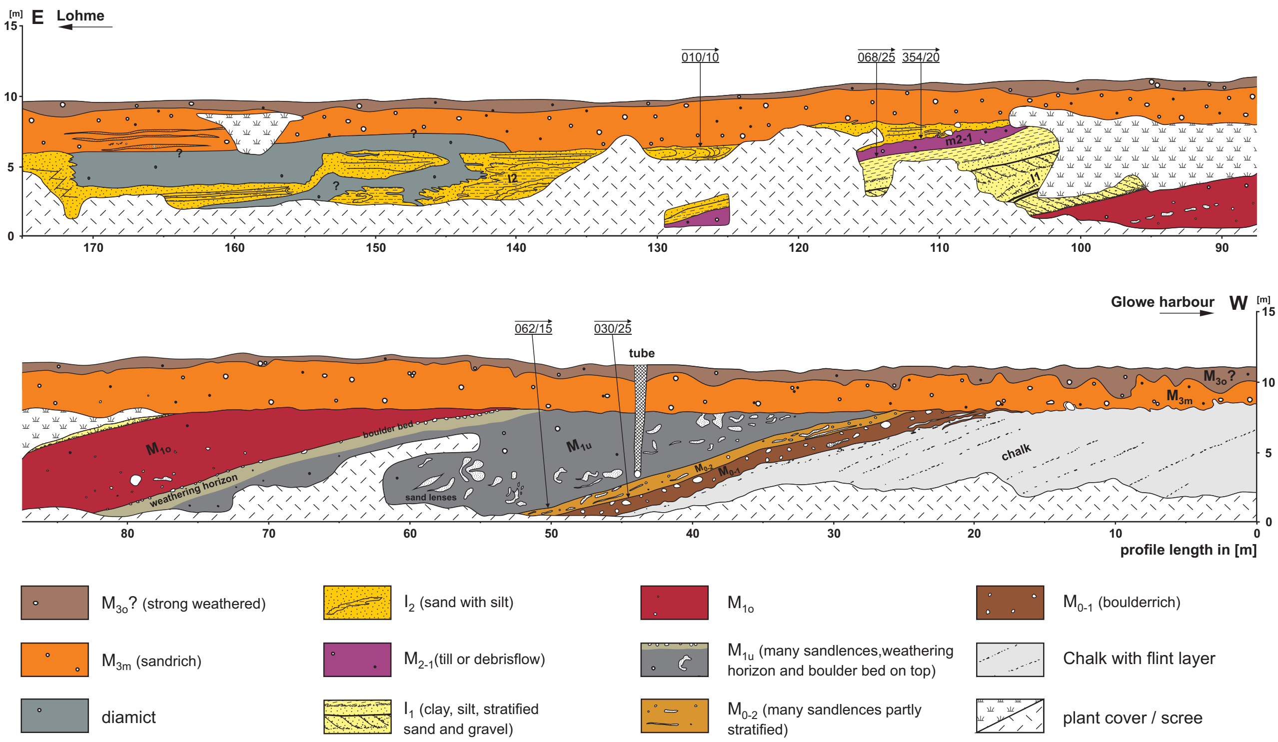



Abb. 9: Kliffprofil Glowe (Aufnahme Kenzler 2009/2010).

*Fig. 9: Cliff section Glowe (re-mapped by Kenzler 2009/2010).*

den Eises hin. Flint (F) und mesozoische Kalke (MK) nehmen als Lokalgeschiebe (der Jasmunder Kreidehochlagen) einen erheblichen Anteil ein (32 %, Abb. 7). Häufig sind Kreideschlieren an der Basis dieser mobilisierten Geschiebemergelkörper zu beobachten. Sie belegen die Nähe zur Kreide, die zur Ablagerungszeit des $M_{3u}$-Geschiebemergels an der Oberfläche gelegen haben muss. Die Kreideschlieren weisen wiederholt Fältelungen mit E-Vergenzen auf. Die Schlieren im Basisbereich der Geschiebemergeleinheiten deuten auf Fließ- bzw. Rutschungsprozesse hin; im Inneren sind sie homogen und massig ausgebildet. Nach Panzig (1995) werden diese Geschiebemergelkörper dem $M_{3u}$ zugeordnet.

Im Übergangsbereich zwischen dem Bänderschluff-Komplex mit resedimentierten $M_{2-1}$-Lagen und den $M_{3u}$-Geschiebemergeln wurden Feinkiesanalysen an Diamiktproben durchgeführt, deren Spektrum von dem der bisher beschriebenen diamiktischen Lagen abweicht: PS 7 %, PK (paläozoische Kalke) 32 %, MK 16 %, F 5 % (Abb. 7). Texturelle Abgrenzungen zu den benachbarten Diamikt-Körpern sind im Aufschluss nicht erkennbar. Nach Panzig (1995) können diese Proben auf Grund ihres hohen PK-Gehaltes (>30 %) einer $M_{2-2}$-Moräne zugeordnet werden, die im Aufschluss Glowe-Ost durch das $M_{3u}$-Eis aufgearbeitet worden ist und lokal als Scholle an der Basis der $M_{3u}$-Moräne auftritt.

Die gesamte Sequenz wird durch den hangenden 2 bis 3 m mächtigen $M_{3m}$-Geschiebemergel gekappt und diskordant überlagert. Dieser weitgehend massige Till besitzt einen hohen Sandgehalt, wobei stellenweise geringmächtige Sand- und Kieslagen vorkommen, die auf eine fazielle Differenzierung hinweisen. Das Feinkiesinventar lässt eine östliche Herkunft des Moränenmaterials vermuten: PK 35 %, PS 6 %. Lokales Kreide-Material (MK 14 %, F 3 %) ist seltener als in den liegenden Geschiebemergel-Einheiten (Abb. 7).

## Genetische und stratigraphische Interpretation

Die Einsenkung der Depression östlich Glowe, die mit der Heraushebung sowohl Hoch-Jasmunds als auch des Glower Kreidesattels einherging, erfolgte nach der Ablagerung des $M_{2-1}$-Geschiebemergels. Durch die Hebung der Kreide wurden die autochthonen Sedimente insbesondere an den Flanken der Depression erodiert und freigelegt ($M_{2-1}$). Im Zuge der Muldenbildung wurden Sande an den Flanken und glazilakustrine Bänderschluffe im inneren Bereich der Senke abgelagert.

Von der westlich benachbarten Hochlage des Glower Kreidesattels rutschten infolge der erhöhten Reliefenergie und der saisonal auftauenden Böden wiederholt Solifuktionsdecken mit $M_{2-1}$-Material in die Senke (→ R-$M_{2-1}$), sedimentierten auf den Bänderschluffen und wurden von den jüngeren Schlufflagen überdeckt. Ein massiger $M_{2-1}$-Diamiktkörper (Meter 250 – 270) bewirkte eine seitliche Verpressung der Bänderschluffe, aus der die W-vergenten Falten im Bänderschluff resultieren (Meter 244 – 248).

Ähnliche Prozesse haben sich bei der Ablagerung des $M_{3u}$-Geschiebemergels vollzogen. Dieser Geschiebemergel rutschte von einer Hochlage in die benachbarte Depression ab. Kreideschlieren mit E-vergenten Falten belegen eine Bewegungsrichtung von W nach E (aus Richtung der Hochlage des Glower Kreidesattels). Im Liegenden der $M_{3u}$-Körper wurde der Bänderschluff seitlich verquetscht. Dabei traten sowohl E-vergente als auch W-vergente Falten und Schlieren auf (Meter 175-190 sowie Meter 230). Mit der

Ablagerung des $M_{3u}$-Geschiebemergels war die Depression nahezu ausgefüllt. Das $M_{3m}$-Eis kappte morphologische Unebenheiten, so dass der 2 - 3 m mächtige $M_{3m}$-Geschiebemergel die gesamte Liegendfolge (Kreide bis $M_{3u}$-Till) diskordant überdeckt (Abb. 8).

Aus den $I_1$-Sedimenten des Aufschlusses Glowe liegen zwei Datierungen mit 55±9 ka und 19±3 ka vor (Panzig 1997), die ein früh- bis hochweichselglaziales Alter dieser Sande belegen. Die jüngeren Einheiten, die im E-Kliff Glowe aufgeschlossen sind, repräsentieren demzufolge Sedimente des Weichsel-Hochglazials (Tab. 1).

Lars Kanter

## 2.3. Neuaufnahme Kliff Glowe-West

*New mapping results of Glowe cliff, western section*

Durch zahlreiche größere und kleine Abbrüche entlang des Kreidesattels von Glowe in den Jahren 2009/10 wurde eine geologische Neuaufnahme des Profils möglich (Abb. 9). Hierbei ergaben sich bereits erste Unterschiede zu den früheren Aufnahmen von Panzig (1991, 1995): So keilt der $M_{1o}$ nicht Richtung Osten aus, sondern taucht unter Beibehaltung seiner Schichtmächtigkeit zwischen Profilmeter 80 und 110 ab. Auch die Lagerungsverhältnisse innerhalb

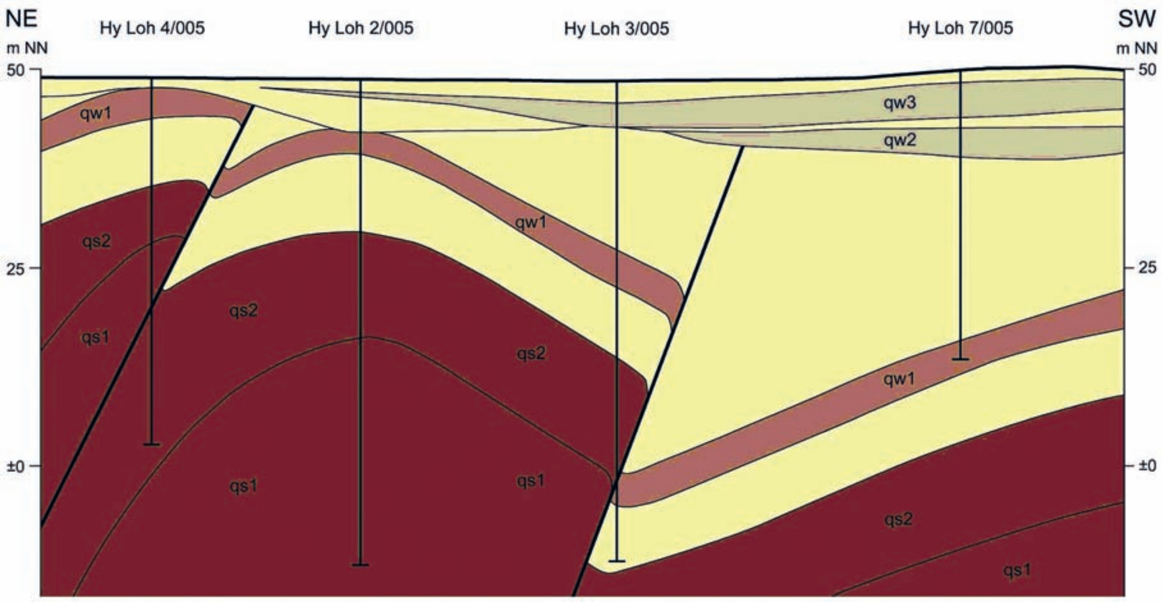



Abb. 10: Abfolge und Lagerung saale- und weichselzeitlicher Tills (Chronostratigraphie M-Einheiten, braun) sowie glazilimnisch/glazifluviatiler Zwischensedimente (I-Folgen, gelb; nach Müller & Obst 2006).

*Fig. 10: Facies architecture of Saalian and Weichselian till units including chronostratigraphy (M, brown) as well intercalated glaciolimnic/-fluvial deposits (I-successions, yellow; acc. to Müller & Obst 2006).*

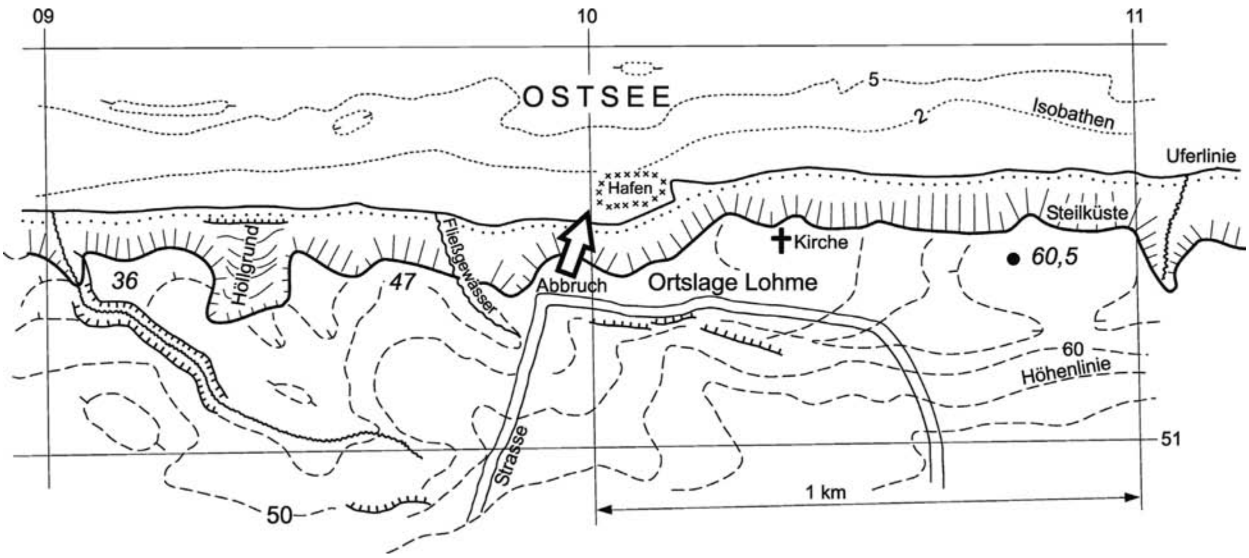



Abb. 11: Topographie im Steilküsten-Gebiet Lohme (generalisierter Ausschnitt aus dem Messtischblatt Sassnitz, 2. Aufl. 2004, UTM-Koordinaten, Höhenangaben in NHN; Möbus 2006).

*Fig. 11: Cliff coast topography of the Lohme area based on ordnance sheet Sassnitz, 2nd edition 2004, heights in NHN (acc. to Möbus 2006).*

der $I_2$-Sedimente erscheinen komplizierter als in älteren Arbeiten beschrieben. Viele kleinräumige Störungen und Faltungen im schluffig bis sandigen $I_2$ verweisen auf starke glazitektonische bzw. rutschungsbedingte Beanspruchung. Auch die Genese der größeren diamiktischen Lagen und Einschaltungen im $I_2$ zwischen Profilmeter 140-170, welche im Kontakt zum Hangenden $M_{3m}$ stehen, konnten bisher nur ungenügend erklärt werden. Im Gelände ist es oft nicht möglich, zwischen „echtem" Till und resedimentierten Diamikten zu unterscheiden, welche sich ebenfalls von Tills ableiten können (vgl. Ludwig, 2005).

Einen vielversprechenden methodischen Ansatz bietet die Mikromorphologie (Lachniet et al. 2001). Zu diesem Zweck wurde im Frühjahr 2010 damit begonnen, die unterschiedlichen Tills bzw. Diamikte am Kliff von Glowe systematisch zu beproben. Die anschließende Dünnschliffherstellung und -auswertung soll den Vergleich der makroskopischen und der mikromorphologischen Gefügemerkmale ermöglichen. Krienke (2003, Kliffs der Halbinsel Mönchgut) und Verse (2003, Bohrkerne aus dem Greifswalder Bodden) zeigten bereits die erheblichen Kenntnisgewinne dieser Mikrofazies-Untersuchungen an vorpommerschen Tills auf.

Michael Kenzler

### Stop 3: Steilufer in Lohme - Geologisches Gefahrenpotenzial an Steilküsten

*Coastal cliff in Lohme – Potential for geohazards*

Mit der faziellen Variabilität der pleistozänen Sedimente (Abb. 10) und den stark gestörten geologischen Bauformen NE-Rügens, speziell der Halbinsel Jasmund, hängen **Steilküstenabbrüche** bzw. -abgleitungen („Bergstürze") zusammen. Diese exogenen Ereignisse bergen geologische Gefahrenpotenziale in sich und führen in den betroffenen Gebieten zu Konsequenzen für kommunale Raumplanung, Infrastruktur und Bauwesen.

Der staatliche Geologische Dienst von Mecklenburg-Vorpommern kartiert und koordiniert die Untersuchungen dieser wiederkehrenden Küstenabbrüche zum Zwecke der Dokumentation in einem Geogefahren-Kataster (s. Niedermeyer 2006, Günther & Thiel 2009). Die Hangrutschungen/-abbrüche treten oft nach niederschlags- und schmelzwasserreichen sowie durch wiederholte Temperaturwechsel (Frost- bzw. Auftauwirkungen) charakterisierten Herbst-/Wintermonaten auf. Diese Schwerkraftgetriebenen Um- und Verlagerungen von Lockergesteinsmassen erregten besonders zu Beginn des Jahres 2005 auf Rügen und darüber hinaus große Aufmerksamkeit, als am 19. März in der Ortschaft Lohme ca. 100.000 m³ Sedimentmaterial an der scheinbar inaktiven Steilküste oberhalb des Hafens abrutschten (Abb. 11; Krienke & Koepke 2006, Obst & Schütze 2006, Grosse & Tiepolt 2006).

Der Steilküstenabbruch am 19. März 2005 in Lohme gehört innerhalb der gravitativen Gesteinsverlagerungen zur Gruppe der „Rutschungen" (*slides*). Derartige Rutschkörper aus verfestigten bzw. teilweise verfestigten Gesteinen bzw. Sedimenten bewegen sich dem Hanggefälle folgend auf einer Gleitschicht. Letztere zeigt grundsätzliche fazielle Unterschiede im Vergleich zur Rutschmasse, insbesondere hinsichtlich Korngrößenzusammensetzung und -packung sowie Mineralbestand. Diese lithofaziellen Merkmale, die aus dem primären Ablagerungsgeschehen resultieren, bewirken spezielle bodenmechanische Gesteinseigenschaften, wie z. B. Wasserdurchlässigkeit, Scherfestigkeit und Haftreibung (Abb. 12).

Die Rutschmassen können sich als einheitlicher Gleitkörper oder als „Cluster" von mehreren kleineren Teilkörpern bewegen, wobei ständiger Kontakt zur „Gleitfläche" besteht, die zumeist eine listrische Form hat. Dabei unterliegen die Rutschkörper oft kaum internen Deformationen, da die Scherkräfte fast ausschließlich an der Basis, d. h. an der Grenze zur Gleitfläche, konzentriert sind. Nach einem geologischen Profilschnitt des Lohmer Kliffs von Schulz (1989) bildeten offenbar die Zwischensedimente des $I_2$ sowie der $M_3$-Deckkomplex die Rutschmasse, die auf dem

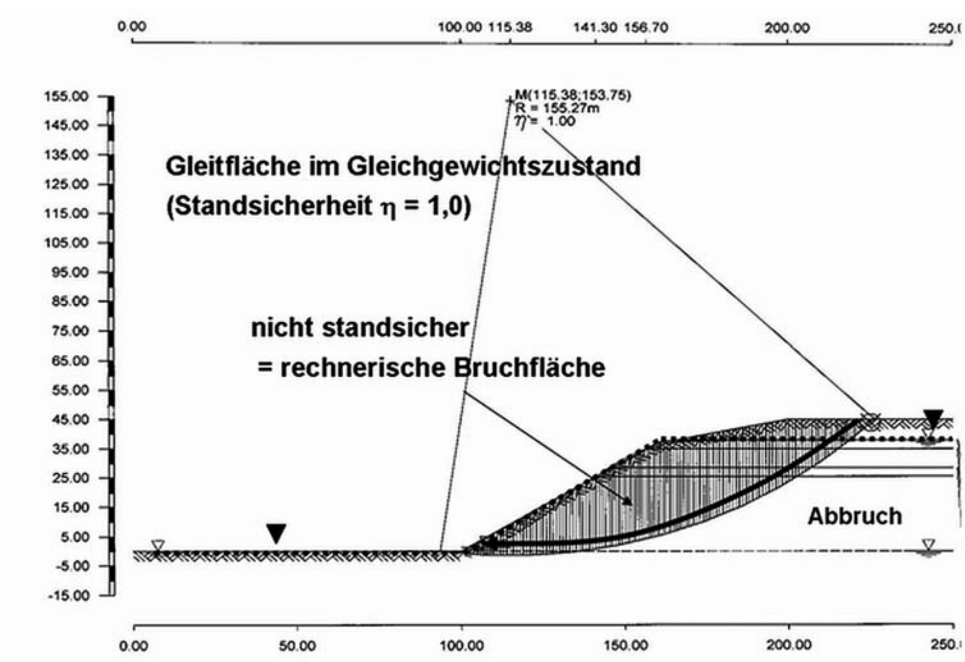



Abb. 12: Böschungsbruchberechnung Kliff Hafen Lohme. Lastfall bei Auftreten von Sickerwässern bis in den Böschungsbereich (nach Krienke & Koepke 2006).

*Fig. 12: Slope failure determination of the cliff section Lohme-harbour considering seepage waters penetrating the slope (acc. to Krienke & Koepke 2006).*

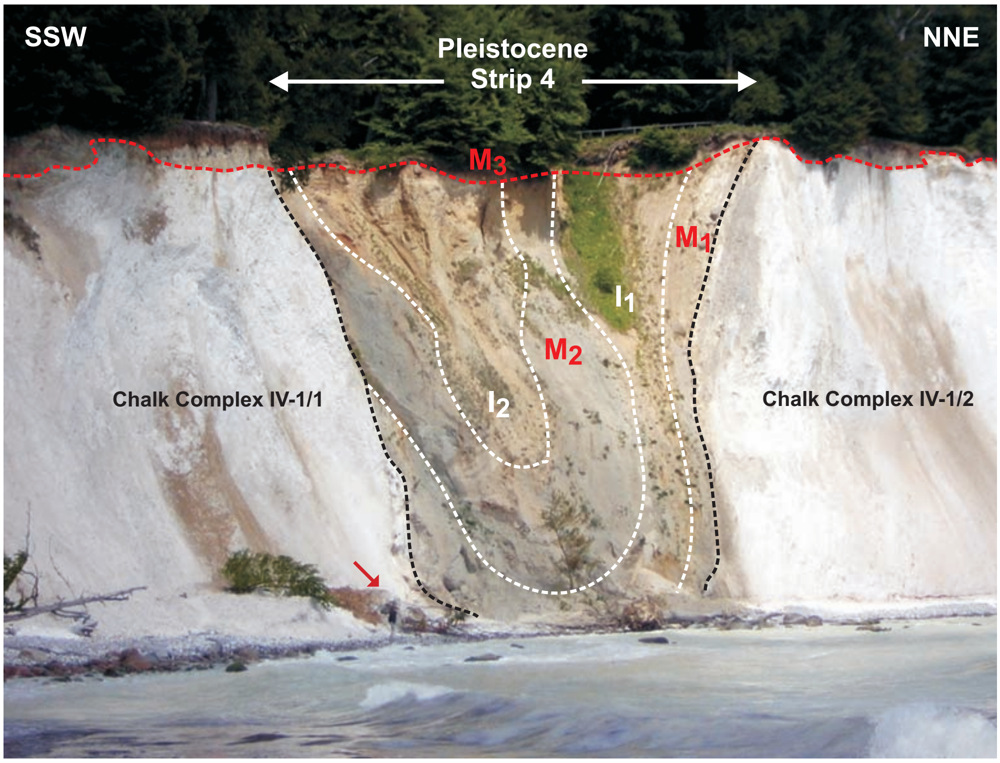
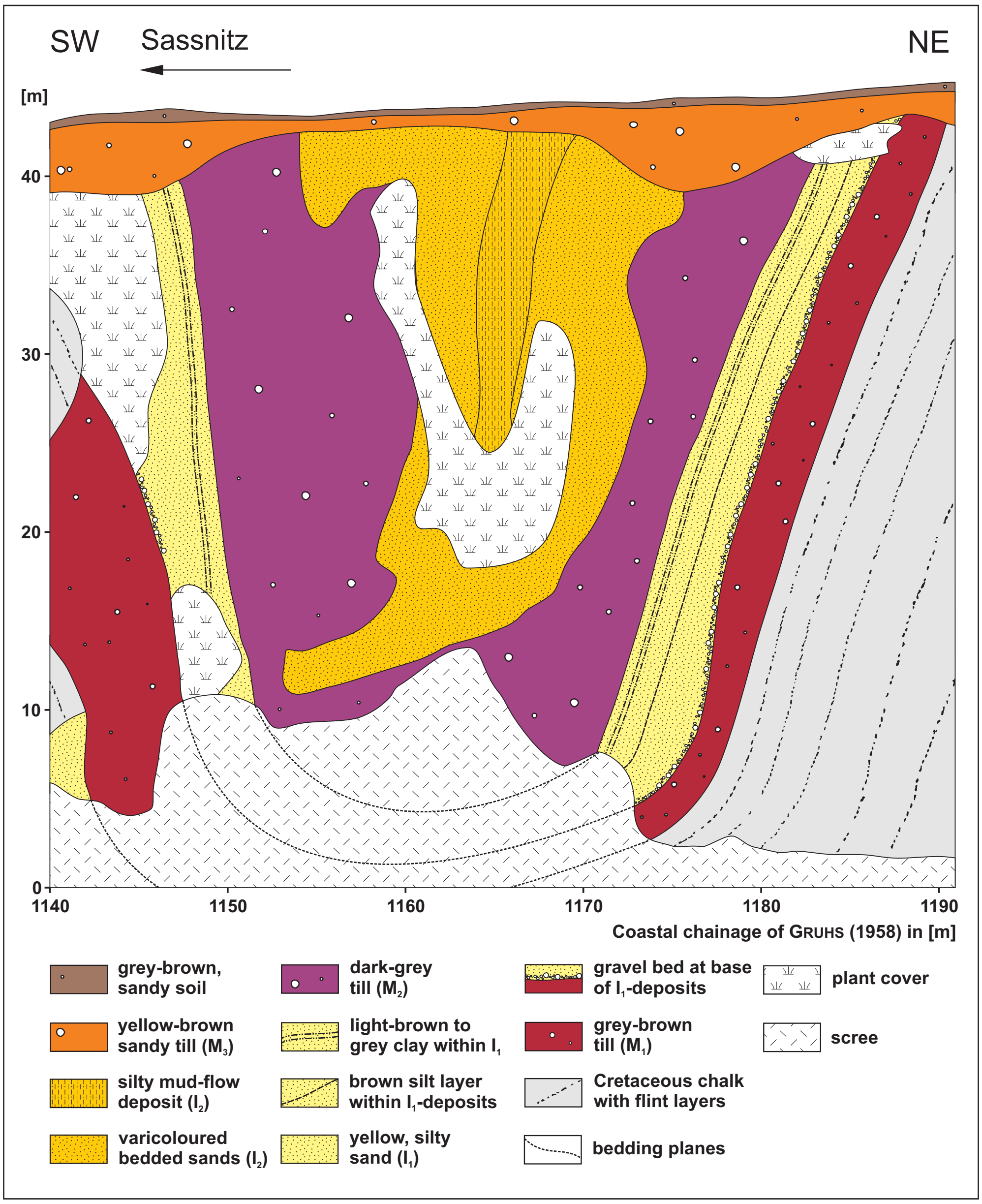



Abb. 13: Pleistozän-Streifen 4 mit synklinal lagernden $M_1$-, $M_2$-Tills und $I_1$-, $I_2$-Folgen, diskordant überlagert vom M3-Deckkomplex (roter Pfeil: Person als Maßstab, Aufnahme Kenzler 2010; s. a. Abb. 14). Kliffaufnahme Kahlke (1982, umgezeichnet Kenzler 2010).

*Fig. 13: Pleistocene-strip 4 showing synclinal facies architecture of $M_1$-, $M_2$-till units as well $I_1$-, $I_2$-intercalations overlain discordantly by the $M_3$-unit (red arrow: person as scale, acc. to Kenzler 2010; see also Fig. 14). Cliff section Kahlke (1982, redrawn by Kenzler 2010).*



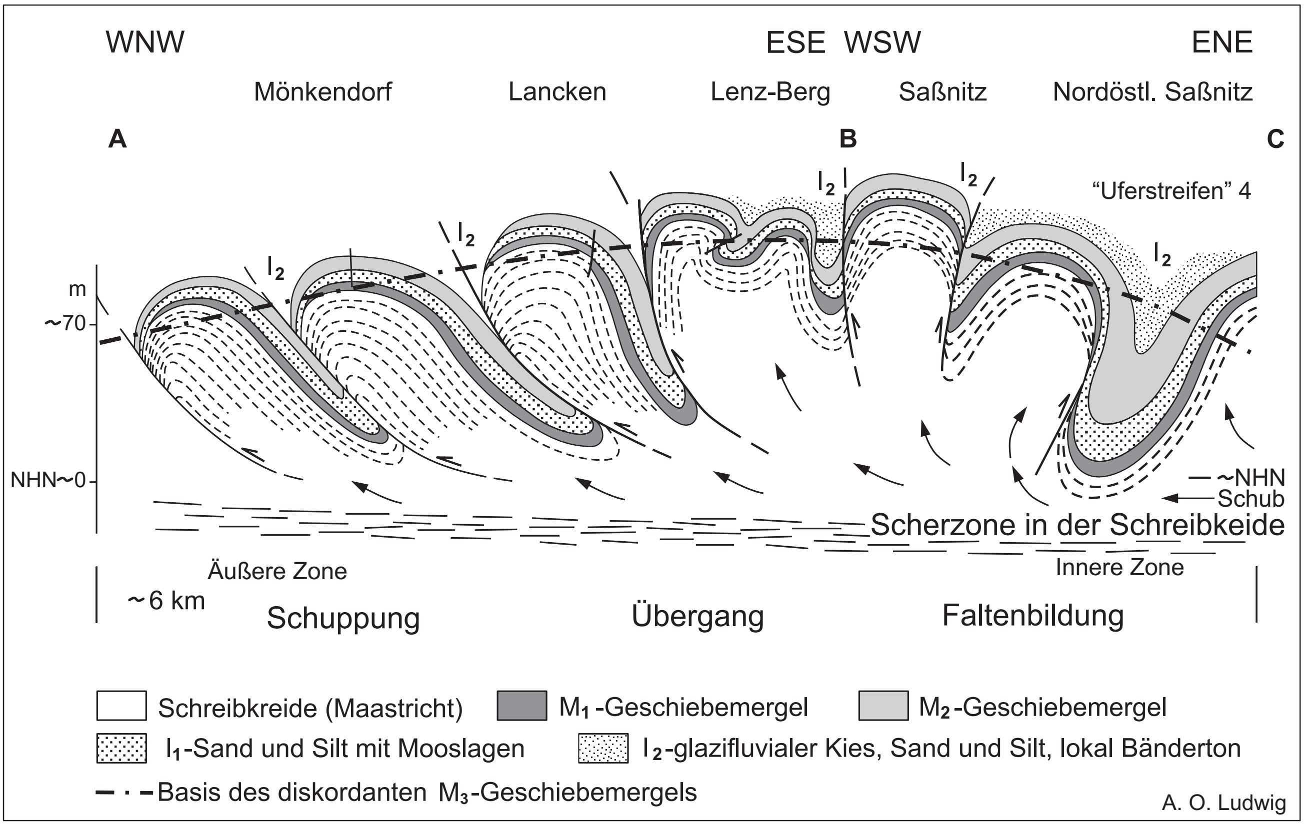



Abb. 14: Schematisches Profil durch den Südteil der Stauchmoräne Jasmund: Mönkendorf bis Streifen 4 am Kliff nördlich von Sassnitz (ohne diskordanten $M_3$-Geschiebemergel, stark überhöht). Die Schleppfalte des Streifens 4 bildet eines der Hauptstrukturelemente der Stauchmoräne Jasmund (Lage des Profils A-B-C s. Abb. 15).

*Fig. 14: Schematic profile across the southern part of the push moraine Jasmund: Mönkendorf up to 4 at the cliff coast north of Sassnitz (without the discordant $M_3$-till unit, strongly exaggerated). The drag fold at Pleistocene 4 shows one of the main structural elements of the push moraine (for location of profile A-B-C see fig. 15).*

Grundwasser stauenden und spitzwinklig (nach SE) einfallenden $M_2$-Tillpaket abglitt (s. a. Abb. 10).

Hangrutschungen sind auf Nordjasmund keine ungewöhnlichen Ereignisse wie ein Blick in die letzten Jahrhunderte zeigt (s. Schnick 2006). So bezieht sich der Ortsname Lohme auf derartige Ereignisse, denn er kann auch mit der niedersorbischen Bezeichnung für „steil" in Verbindung gebracht werden (Kalähne 1954; Ohle & Baier 1963, Möbus 2006, Abb. 11). Auch deutsche Flurnamen wie „Höllgrund", westlich von Lohme, „Teufelsgrund", nördlich von Stubbenkammer oder „Hölle", südwestlich von Sassnitz-Dwasieden, lassen sich mit großdimensionalen in Verbindung bringen. Der Ausbruchskessel „Höllgrund" fand bereits in der Karte der Schwedischen Landesaufnahme („Schwedische Matrikelkarte" 1692-1709) Darstellung. Bis heute sind im Hang Teile der älteren Rutschmassen erhalten geblieben und im oberen Hang der Schlucht entspringen zahlreiche Quellen.

Die Hangrutschung 2005 hatte die temporäre Sperrung/Evakuierung gefährdeter Gebäude zur Folge. Deren weitere Nutzung wurde erst nach geotechnischen Sanierungsarbeiten (u. a. Hangfußentwässerung) wieder möglich.

Ralf-Otto Niedermeyer,
Hilmar H. Schnick, Karsten Schütze

## En-route 2: Archäologie der Halbinsel Jasmund
*Archaeology of the Jasmund Peninsula*

Die Landschaft Jasmunds ist sehr reich an archäologischen Denkmalen, insbesondere in den Waldgebieten wie der Stubnitz. 218 Hügelgräber, fünf Megalithgräber, drei Burgwälle sowie zwei „Opfersteine" wurden von W. Lampe (1974) erfasst. Palynologische Untersuchungen lieferten wichtige Aussagen zur Besiedlungsgeschichte Jasmunds (Lange et al. 1986, Strahl 1991, Endtmann 2004).

Die klassischen Fundstellen der spätmesolithischen **Lietzow-Kultur** (um 4.400 nach Endtmann 2005) befinden sich im Südwesten Jasmunds nahe der Typuslokalität. Grabanlagen unterschiedlicher Epochen wurden an vielen Stellen entdeckt: Megalithgräber und ein kleiner Teil der Hügelgräber aus der Jungsteinzeit (ca. 6.300 bis 3.800 cal BP nach Endtmann 2004), weiterhin Hügelgräber aus der Bronzezeit (ca. 3.800 bis 2.500 cal BP nach Endtmann 2004) und der slawischen Siedlungsperiode (ca. 1.250 bis 800 cal BP nach Endtmann 2004). Einzelne Grabanlagen wurden auch wiederholt für Bestattungen benutzt. So enthielt ein Hügelgrab bei Nipmerow nicht nur eine neolithische Grabkammer, sondern auch Nachbestattungen aus der vorrömischen Eisenzeit (ca. 2500 bis 2.000 cal BP nach Endtmann




auflässige Kreidegruben

Grenze Kreide/Pleistozän } Streichen und Fallen
Flintbänder in der Kreide

Kreidesattel

**A - B - C** Lage des Profils (Schema) der Abb. 14

Exkursionspunkt

119 Höhe m über NHN

~ 50 m NHN Isohypse

Abb. 15: Streichen und Fallen der Grenzfläche Kreide/Pleistozän ($M_1$-Geschiebemergel) und der Flintbänder in den Kreideschichten der Stauchmoräne Jasmund (Nordteil bis in Höhe der Mündung des Kieler Bachs n. Gess 1951, Südteil n. Ludwig 1951).

*Fig. 15: Strike and dip of the boundary chalk/ Pleistocene beds ($M_1$-till unit) and of the flint layers within the chalk in the push moraine Jasmund (northern part up to the mouth of the creek Kieler Bach from Gess 1951, southern part from Ludwig 1951).*

2004) und der spätslawischen Besiedlungsphase (Rennebach 1985). In der Stubnitz blieben drei Burgwälle erhalten, aus der Bronzezeit die Anlage auf dem „Hengst“ am Hochuferweg nördlich von Sassnitz und der Burgwall „Schlossberg“ südlich von Werder. Die dritte Anlage ist die sog. „Hertha-Burg“, eine slawische Fluchtburg im Hinterland des Königsstuhls. Bei Grabungen im Innern der Burg wurden slawische Kulturschichten und ein sauber gelegtes Steinpflaster aus faust- bis kopfgroßen Steinen festgestellt. In einer flachen Grube fanden sich Scherben und Tierknochen. Die Funde datieren aus dem 10. bis 12. Jahrhundert (Eggers 1964). Ursprünglich muss der Zugang ins Innere der Burg über eine Brücke auf der Seeseite erfolgt sein (Herfert 1979). Darüber hinaus gibt es auf Jasmund prähistorische Bearbeitungsplätze von Feuerstein und verschiedene Großgeschiebe, die Spuren menschlicher Bear-

beitung tragen (u. a. Näpfchen oder Schälchen). Einzelne davon sind mindestens bis in die Jungsteinzeit zurück zu datieren. Schließlich wurde an der Ortslage Borchtitz, nahe dem drittgrößten Raseneisenerzlager Pommerns, eine prähistorische Eisenverhüttung nachgewiesen (Oberrascher 1939). Großes touristisches Interesse erzeugen die sog. „Opfersteine" mit vermeintlichen „Blutrinnen", deren kultische Bedeutung allerdings überschätzt wurde. Tatsächlich handelt es sich bei den „Blutrinnen" um technische Bearbeitungsspuren, die auf Rügen bis in das 1. Jahrhundert zurückdatiert werden können (freundl. Mitt. Dr. Sommer-Scheffler, Stralsund).

Insbesondere das Hertha-Moor auf Hochjasmund gilt als eines der bestuntersuchten Moore Norddeutschlands und wird als regionales Referenzprofil genutzt. Neben den Pollen wurden dort auch pflanzliche Makroreste und vulkano-klastische Sedimente bearbeitet sowie $^{14}$C-Datierungen vorgenommen (Endtmann 2004); Untersuchungen zur Moorgenese führte Paulson (2001) durch.

Hilmar H. Schnick

## Stop 4: Das Pleistozän nördlich Sassnitz - Fazies, Lagerung und Stratigraphie des Pleistozän-Streifens 4

*Pleistocene outcrops north of Sassnitz – facies, bedding and stratigraphy of Pleistocene strip 4*

Die Kliffansicht (Abb. 13) zeigt den glazitektonischen Muldenbau mit dem diskordant auflagernden $M_3$-Deckkomplex. Letzterer hat auch die flankierenden Kreide-Komplexe überfahren.

Das Profil (Abb. 14) zeigt den typischen Sattel- und Muldenbau der Stauchmoräne Jasmund. Die Schleppfalte des Streifens 4 bildet eines der Hauptstrukturelemente der Stauchmoräne Jasmund (Lage des Profils A-B-C s. Abb.15). Mit der Kreide sind die pleistozänen $M_1$- bis $I_2$-Schichten glazigen gefaltet worden. Während der Liegendschenkel der Falte diese Folge im ursprünglichen Verband und in angenähert primärer Mächtigkeit zeigt, ist sie im Hangendflügel durch Schleppung und Aufschiebung bis zum Abriss des $M_1$ ausgedünnt worden. Erst höher im Profil setzt dieser wieder ein. Im Kern der Mulde sind die Schichten, besonders die des Bändertons der $I_2$-Schichten (wahrscheinlich ein Äquivalent desjenigen der auch bei Dwasieden, Stop 5, zu sehen ist), bis zur Senkrechtstellung zusammengepresst worden. An der Basis des $M_1$ findet sich hier, wie an mehreren anderen Stellen, ein Geschiebepflaster. Dessen große Geschiebe sind in die Kreide eingedrückt. Ihrer glattgeschliffenen Facette liegt der $M_1$ auf. Übergehendes $M_3$-Eis hat den obersten Teil der Schleppfalte gekappt und mit seinem $M_3$-Geschiebemergel den Rest der Struktur bedeckt (in der Abb. 14 nicht dargestellt).

Da mit der Herauspressung der Gesteinspakete schon ihr Zerfall einsetzt, hat das Stauchmoränenrelief Jasmunds Umlagerungen, besonders der pleistozänen Lockergesteine, von den Kämmen in benachbarte Hohlformen sehr begünstigt. Die Abgrenzung dieser Mischgesteine (Rutsch- und Abschlämmmassen) von der sandigen $M_3$-Moräne auf Jasmund ist oft sehr schwierig und hat zu stratigraphischen Fehleinschätzungen geführt. Gelegentlich ist daraus ein $M_4$ konstruiert worden, der auf Hochjasmund bisher nicht nachgewiesen ist. In günstigen Fällen hat das Vorkommen von Lössschnecken die Pseudomoränennatur derartiger Sedimente erkennen lassen (Gripp 1949, Anders 1990). Das $M_4$-Eis, der letzte, schwache Eisvorstoß in dieser Region, hat Hochjasmund nicht mehr überformt, sondern umfahren. Wahrscheinlich ist sein weiteres Vordringen im Raum Rügen, auch in den tieferen Geländeteilen durch verbliebene Toteisfelder des $M_3$-Eises gestoppt worden, so dass Ablagerungen des $M_4$-Eises auf Rügen nicht großflächig verbreitet sind (s. a. Stop 5).

Den $M_1$- und den $M_2$-Geschiebemergel bedecken in NE-Rügen wie anderenorts Gerölllagen, die Ludwig (1954/55) als Ablationsmoräne interpretiert hat. Deren Material ist von den Schmelzwässern, die an der Oberfläche des niedertauenden (Tot-)Eises zirkulierten, mehr oder weniger durchspült und umgelagert worden. In Hohlformen der Eisoberfläche haben sich derartige Schmelzwässer vorübergehend zu kleinen Seen angesammelt. Über deren Bodensediment konnten sich kälteverträgliche Faunenelemente ansiedeln. Gross (1958) hat Sedimente mit *Anodonta* in Wasserbecken auf Toteisfeldern gefunden, die bald nach dem Pommerschen Stadial entstanden waren. Ähnlich sind die Schalenreste von Süßwasserformen (auf Rügen u. a. *Anodonta cygnaea* MÜLL., Steinich 1992a) im Horizont der Gerölllage auf dem $M_1$ im Kliff von Jasmund und ähnlich am Kap Arkona zu verstehen (Ludwig 2006). Beide Erscheinungen, die Gerölllagen auf und die Geschiebepflaster an der Basis und in den Geschiebemergeln, liefern Kriterien für die Bestimmung der Lage der Hangend- beziehungsweise Liegendfläche in bis zur Überkippung deformierten Pleistozänfolgen mit Geschiebemergelbänken (die glattgeschliffene Facette der Geschiebe im Pflaster zeigt zum Hangenden).

Nördlich von Sassnitz nimmt die Pleistozänfolge $M_1$ bis $M_2$ entlang dem Kliff bis zum Königsstuhl an Mächtigkeit um einige Meter zu. Im Unterschied zur Halbinsel Wittow ist der $I_1$-Folge auf Jasmund keine marine Schicht (Cyprinenton) eingeschaltet. Nur eine Tonscholle mit mariner Mikrofauna im $M_2$ im Streifen 5, an der Mündung vom Wissower Bach, zeigte, dass bereits das $M_2$-Eis marinen Ton, der dem Cyprinenton bei Arkona gleicht, im östlich angrenzenden Gebiet aufgeschürft, also auf den Untergrund eingewirkt hat. Auch bei Arkona fanden sich Schollen aus $I_1$-Schichtgliedern im $M_2$ (Ludwig 1964). Struckmann (1879) erwähnte einige Schalen mariner Muscheln in $I_1$-Sanden bei Sassnitz. Diese Fundstelle ist nicht mehr zugänglich. Die am Nordkliff von Jasmund bei Kluckow (östlich von Glowe, Stop 2) im $I_1$ gefundenen marinen Muscheln hat Steinich (1992a) als in limnisches Milieu umgelagerte Faunenreste interpretiert. Das Fehlen der marinen Schicht in der $I_1$-Folge Jasmunds deutet ebenso wie die geringe Mächtigkeit der $M_1$-bis $M_2$-Folge in den Kreidebrüchen von Mönkendorf bis Sassnitz und am Kliff bei Dwasieden (Stop 5) südlich von Sassnitz auf eine Hochlage im Raum von Jasmund hin, die vom Cyprinentonmeer nur umspült gewesen ist.

Auf zeitweise noch kaltes Klima während der Ablagerung der $I_1$-Sedimente weisen einzelne Eiskeilpseudomorphosen im Kliff nördlich von Sassnitz und bei Kluckow, ähnlich bei Arkona, hin, die aus den $I_1$-Schichten bis in

den unterlagernden $M_1$ reichen, ebenso die Kryoturbationsstrukturen in den $I_1$-Sanden bei Dwasieden und der fossilarme (enthält nur die Ostracode *Leucocythere baltica* (DIEBEL 1965) = *Limnocythere baltica* DIEBEL 1965), lokal gebänderte Ton im hangenden Teil der $I_1$-Schichten auf Jasmund. In dem mächtigeren $I_1$-Profil bei Arkona (Klüsser Nische) liegt der Limnocythere- [Leucocythere-]Ton über dem marinen Cyprinenton und fossilleerem Sand, dicht unter dem $M_2$-Geschiebemergel. Nach $^{14}C$-Datierungen (STEINICH 1992a) repräsentiert der Cyprinenton eine wärmere Phase während der Weichsel-Kaltzeit, vor der maximalen Ausbreitung des Weichsel-Eises. Die $I_2$-Folge enthält ebenfalls nur spärlich Fossilreste, jedoch lokal Bänderton. Anzeichen für eine bedeutendere Erwärmung in dieser Zeit fehlen. Außerdem dürfte die Ablagerung dieser Folge nur relativ kurze Zeit beansprucht haben.

## Bemerkungen zur Genese der Stauchungsstruktur im Streifen 4:

Mit dem Fortbau des wachsenden Stauchmoränenkomplexes in seinem distalen Bereich verstärkte sich dessen Widerstand gegen den weiteren Zusammen- und Vorschub der Gesteinsmassen. Die davon betroffenen Kreide- und Pleistozänschichten wichen, dem Weg des geringsten Widerstands folgend, fließend-plastisch und rupturell nach oben aus. Das geschah besonders dort, wo sich dem weiter andrängenden Eis der stärkste Widerstand entgegenstellte und folglich sich der stärkste Eisdruck entwickelt hatte: im Bereich der Eisfront. Mit der wachsenden Kompression wurden die zu Falten und Schuppen gestauchten Schichtpakete am Eiskontakt zunehmend steiler gestellt. Schließlich konnten sich aufquellende eisnahe Falten leicht gegen die steil abfallende Eisstirn neigen. In der Schleppfalte des Streifens 4 ist ein derartiges Strukturelement spitzwinklig angeschnitten. Vom Streifen 4 an bis gegen den Königsstuhl sind im Kliff wiederholt ähnliche Strukturen zu sehen (vgl. Abb. 14). Dieser Faltentyp stellt neben einfachen Falten, Koffer- und Pilzfalten sowie mehr oder weniger steilgestellten Schuppen ein wesentliches Element im Strukturinventar der Stauchmoräne Jasmund dar. Als einzelnes Strukturelement liegt im Streifen 4 eine Schleppfalte mit Aufschiebung vor. Bezogen auf die Gesamtarchitektur der Stauchmoräne Jasmund ist dieser Strukturtyp im Kliffbereich als Faltenunterschiebung zu interpretieren.

## Bemerkungen zur Genese der Stauchmoräne Jasmund:

Die am Kreidekliff gemessene Lagerung der gestauchten Schichten zeigt von Sassnitz bis zum Königsstuhl spitzwinklige Anschnitte der Strukturen mit Schichteinfallen nach W bis SW (Abb. 15). Erst weiter nach NW schlägt das Einfallen in nördliche Richtungen um. Die Lagerung der Kreide (Flintbänder als Schichtungsäquivalent gewertet) und der Grenze Kreide/Pleistozän ($M_1$) weichen nur bis um wenige Grade voneinander ab. Im Detail komplizieren Querbrüche mit Versätzen und Übergänge zu horizontalen Flexuren das strukturelle Bild.

Im Inneren Jasmunds variieren die Lagerungsdaten stärker als die vom Küstenstreifen, wobei oft unklar ist, ob in den meistens kleineren Aufschlüssen durch das übergehende Eis verschleppte und überformte Schollen angeschnitten sind. Vor allem jedoch sind im Kern des Stauchungskomplexes zwischen dem aus N und S andrängenden Eis die Schichten am stärksten zusammengepresst und

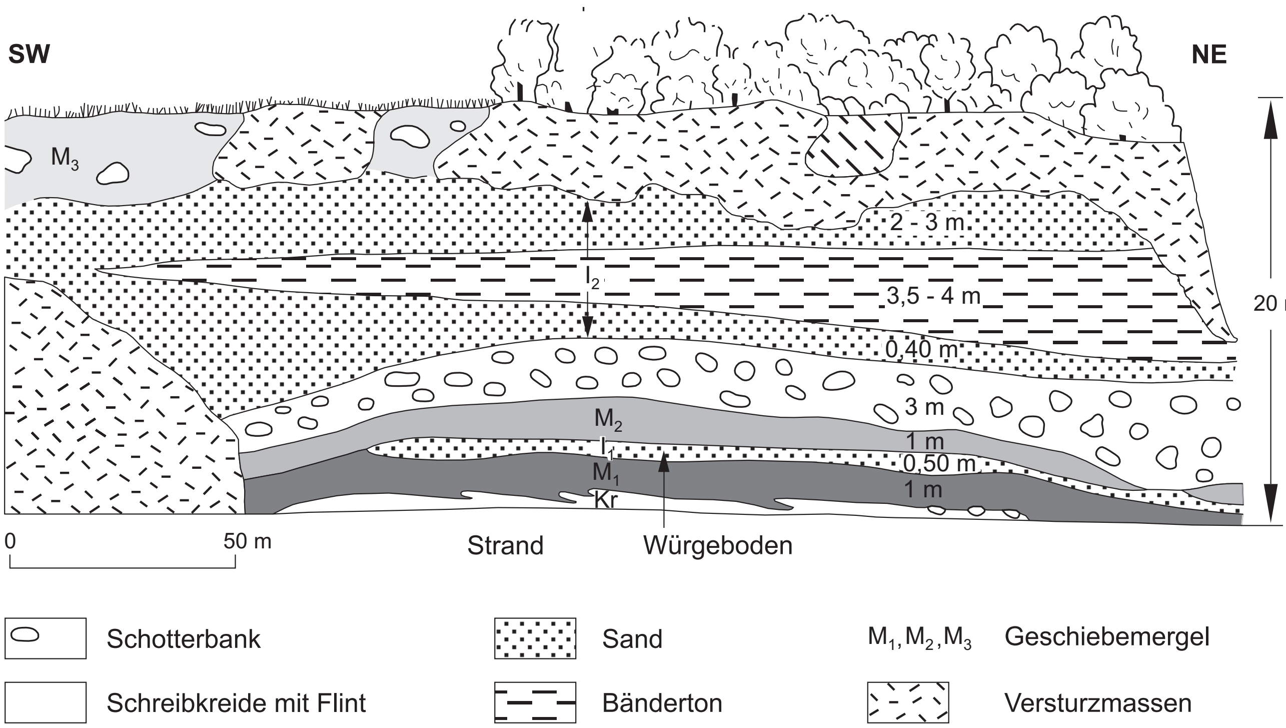



Abb. 16: Pleistozänfolge $M_1$ bis $M_3$-Geschiebemergel horizontal auf Kreide, Kliff bei Dwasieden südwestlich von Sassnitz (n. LUDWIG 1954/55).

*Fig. 16: Pleistocene succession $M_1$- up to $M_3$-moraine (till unit) in horizontal position above the chalk, cliff near Dwasieden south of Sassnitz (from* LUDWIG *1954/55).*

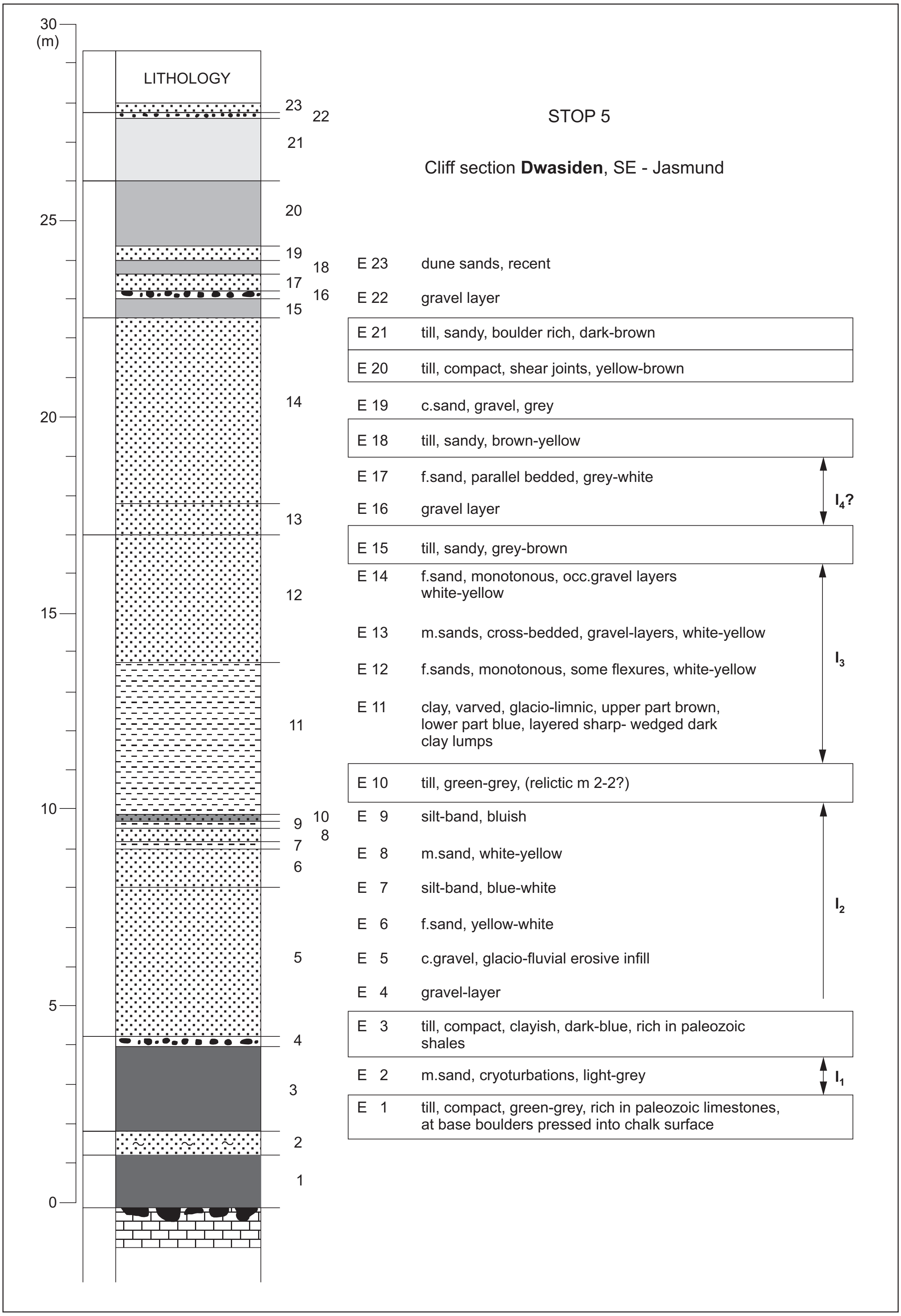



Abb. 17: Pleistozänfolge m (M)$_1$ bis m (M)$_4$ (?) auf Kreide, Kliff bei Dwasieden südwestlich von Sassnitz (n. Panzig 1997, modifiziert 2010).

*Fig. 17: Pleistocene succession m (M)$_1$ up to m (M)$_4$ (?) above the chalk, cliff near Dwasieden south of Sassnitz (from Panzig 1997, modified 2010).*

deformiert worden (Piek-Berg +161 m NHN). Das erklärt zugleich, warum die an der Oberfläche kartierte Kreideverbreitung den inneren Bau der Stauchmoräne nicht unmittelbar erkennen lässt (Disharmonien zwischen Strukturmuster und Morphologie der Stauchmoräne, aufgesetztes Relief).

Das am Küstenkliff gemessene Strukturmuster entspricht eher einer schlingenförmigen Stauchung um eine Aufragung (geringe Mächtigkeiten der $M_1$- bis $M_2$-Folge, fehlende marine Überflutung im $I_1$) als einer spitzwinkligen Kerbstauchung im Sinne von Gripp (1947) und anderen. Vor allem am Geländeanstieg auf der Luvseite (im Osten) der Erhebung sind glazigene schuppen- und faltenförmig geraffte Einengungsstrukturen zu erwarten, wie sie am Kreidekliff Jasmunds auch angeschnitten sind. Bis zu einem gewissen Grade zeichnen diese den östlichen Schlingenbogen nach. Die im Raume Jasmunds vor der Ankunft des $M_3$-Eises zu postulierende Erhebung im Oberflächenrelief hat die Voraussetzung für die glazigene Stauchung mit geschaffen (neben günstigen bodenphysikalischen Parametern). Mit dem Wachsen der Stauchmoräne war sie vorübergehend für das Eis zum Strompfeiler (Nunatak) geworden, den das Eis zunächst umflossen hat. Schließlich ist das weiter anwachsende Eis über das geschaffene Stauchmoränenhindernis hinweggeglitten und hat dessen oberste Strukturteile gekappt. Dabei sind die schwächer gestauchten Flanken im Süden und Norden vom Eis stärker überwältigt, in Schollen aufgelöst und diese nach Westen verschleppt worden. Deswegen und wegen schlierenartiger Auswalzungen von Kreide sowie wegen der Überdeckung der glazigenen Strukturen mit dem Schutt des darübergeglittenen $M_3$-Eises und späterer Umlagerungen, lässt die an der Oberfläche kartierte Kreideverbreitung nicht ohne weiteres auf den inneren Bau der Stauchmoräne schließen. Das beschriebene mehrphasige Deformationsmuster der Stauchmoräne Jasmund entspricht nach Vergleichen mit Untersuchungen auf der dänischen Insel Mœn dem Modell eines glazigenen Imbrikationsfächers (Pedersen 2000).

Alfred O. Ludwig, Wolf-Albrecht Panzig, Michael Kenzler

### Stop 5: Das Pleistozän südlich Sassnitz - Fazies und Lagerung glazilimnischer/-fluviatiler Sedimente am Kliff bei Dwasieden

*Pleistocene outcrops south of Sassnitz – facies and bedding of glaciolimnic/fluvial sediments, cliff near Dwasieden*

Die Folge $M_1$-$I_1$-$M_2$ ist hier bedeutend geringmächtiger als im Kliff nördlich von Sassnitz (Abb. 16 u. 17). Besonders die $I_1$-Schichten sind stark kondensiert bzw. reduziert. Im Strandniveau durchzieht keil- bis schlierenförmig ausgewalzte Kreide die Basispartien des $M_1$. Die geringmächtigen $I_1$-Sande sind kryoturbat entschichtet, lokal liegt der $M_2$ unmittelbar über dem $M_1$. Die 3 bis 4 m mächtige, sehr sandige Grobschotterbank auf dem $M_2$ hat Äquivalente im Streifen 5 im Kliff nördlich von Sassnitz und bei Vitt südlich vom Kap Arkona, außerdem im Kiessand-Tagebau Dubnitz und bei Neu-Mukran (beides S-streichend) sowie in der Kiesgrube Pölchow (W-streichend). Das Material ist schlecht gerundet, zeigt ein breites Korngrößenspektrum und nur angedeutete Schichtung. Diese Bank ähnelt einer durchspülten Moräne am Eisrand.

Wahrscheinlich liegt ausgetautes Moränenmaterial vor, das auf dem niedertauenden Eis zusammengespült, nicht weit transportiert worden ist und sich erst mit dem Austauen des $M_2$-Eises auf den $M_2$ aufgelagert hat. Allerdings kann dieses Material auch als glazifuviatiler Schotter, der sich zwischen toten Eiskörpern an der Erdoberfläche akkumulierte, interpretiert werden. Demnach handelte es sich um eine proximale Rinnenschüttung, die erosiv, fremdkörperartig in der Kreide (Hochjasmund) und talabwärts in verschiedenen Niveaus der pleistozänen Litho-Einheiten lagert.

Nach der Ablagerung des $M_{2,}$ beziehungsweise seiner hangenden Grobschotterbank, entstand ein Stausee, der zumindest zeitweise Eiskontakt hatte. Davon zeugt der Bänderton, der zwischen den glazialen Beckensanden der $I_2$-Schichten im Kliffanschnitt nach SW auskeilt, nach NE aber in ähnlicher Kliffhöhe über einzelne kleine Aufschlüsse verfolgt werden konnte (Ludwig 1954/55, dort auch frühere Autoren). In einem hat ein aufgedrifteter Eisberg den Bänderton zickzack-artig gefältelt und der schmelzende Eisberg eine Kieslinse mit gröberen Geschieben (dropstones) hinterlassen. Das später über diese $I_2$-Schichten hinweg geglittene $M_3$-Eis hat aus dem Bänderton eine Scholle gelöst und seinem Geschiebemergel in Schrägstellung einverleibt (Abb. 16).

Im Kliff bei Dwasieden bildet der $M_3$ die jüngste pleistozäne Ablagerung, während der Geschiebemergel des jüngsten, schwachen Eisvorstoßes im Raum Rügen offenbar fehlt. Wahrscheinlich hat das $M_4$-Eis nur randlich auf das nördliche und östliche Rügen übergegriffen (Abb. 18). Auf der Insel Rügen ist es durch restliche Toteisfelder des $M_3$-Eises und wegen geringerer Nachschubkraft gestoppt worden. Ein $M_4$ ist auch auf Hochjasmund und auf der höchsten Aufragung am Kap Arkona nicht nachgewiesen. Das $M_4$-Eis hat diese Areale nicht mehr überdeckt, oder es sind nur höhere, schuttarme Eispartien darübergeglitten (Abb. 18). Dagegen ist ein $M_4$ in tieferen Bereichen an der Nordflanke von Jasmund bei Glowe, auf der Halbinsel Wittow und stellenweise am Dornbusch/Insel Hiddensee vorhanden. Am Ostkliff von Jasmund reichen Ablagerungen des $M_4$-Eises nur bis maximal +70 m NHN (Panzig 1989) und auf Hiddensee mindestens bis +30 m NHN. Am Dornbusch ist die Stauchung erst dem $M_4$-Eis zuzuschreiben, vielleicht in Überprägung vorausgegangener Ansätze, die das $M_3$-Eis geschaffen hatte (Ludwig 2004).

Bei Dwasieden befindet sich die Kreide des Maastrichtiums samt ihrer Pleistozänauflage anscheinend in ungestörter Hochlage. Da in der benachbarten Prorer Wiek unter der Pleistozänbasis ältere Kreide, des Campaniums, in 100 und mehr Metern unter NHN ansteht, dürfte bei Dwasieden eine größere, stratigraphisch noch weitgehend intakte Glazialscholle von Kreide mit Pleistozänauflage vorliegen, ähnlich wie am Kap Arkona. Dort sind allerdings Kreide und Pleistozän unterhalb der diskordanten $M_3$-Bedeckung gefaltet. Auf eine originäre Hochlage dieser Folge bei Dwasieden gibt es keine Hinweise. Südlich des dargestellten Aufschlusses ist im Kliffanschnitt bei der „Hölle“ eine große Kreidescholle mit einer Pleistozänauflage auf die $I_2$-

Sande steil aufgeschoben. Der $M_3$ greift diskordant darüber hinweg. Der unregelmäßige Verlauf der Flintbänder in der Kreide zeigt, dass diese Scholle beim Transport (durch das $M_3$-Eis) stärker deformiert worden ist. Das vom $M_3$-(? und $M_4$-Eis) bis ins Campanium aus der Prorer Wiek ausgeräumte Kreidematerial (und Pleistozän) findet sich in den westlich davon gelegenen Stauchgebieten bei Bergen wieder. Das dort angehäufte Pleistozän ist reich an Kreideschollen (Tagesvorkommen und Bohrungen). Darunter müssen außer den Schollen der in NE-Rügen generell verbreiteten Maastrichtium-Kreide auch Schollen der Campanium-Kreide aus der Prorer Wiek zu finden sein.

Alfred O. Ludwig, Wolf-Albrecht Panzig






Abb. 18: Position des Kliffanschnitts bei Dwasieden südlich von Sassnitz in Bezug auf die Stauchmoränenareale Ostrügens (n. Ludwig 2004, ergänzt).

*Fig. 18: Position of the cliff location near Dwasieden south of Sassnitz in relation to the push moraine areas in eastern Rügen (from Ludwig 2004, supplemented).*

## **Literatur** / *References*


Anders, T. (1990): Zur Genese der $M_3$-Decke auf Jasmund (Rügen). – Unveröff. Dissertation, Math.-Nat. Fak. Univ. Greifswald: 80 S.

Deecke, W. (1907): Geologie von Pommern. – 302 S., Berlin (Gebr. Borntraeger).

Duphorn, K., Kliewe, H., Niedermeyer, R.-O., Janke, W. & Werner, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. – Sammlung Geologischer Führer, **88**: 272 S., Berlin/ Stuttgart (Borntraeger).

Eggers, H. J. (1964): Die Herthaburg auf Rügen. – Varia Archaeologica (Unverzagt-Festschrift), Berlin.

Endtmann, E. (2004): Die spätglaziale und holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte des östlichen Mecklenburg-Vorpommerns – Eine paläoökologische Studie. – Unveröff. Diss., Math.-Nat. Fak. Univ. Greifswald: 181 S.

Endtmann, E. (2005): Erste Ergebnisse der neuen paläobotanischen Untersuchungen am mesolithischen Fundplatz von Lietzow-Buddelin auf Rügen. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, **52**: 197-209; Lübstorf.

Gess, J. (1951): Lagerungsverhältnisse und Mikrostratigraphie in der Nordhälfte der Kreidescholle von Jasmund auf Rügen. – Unveröff. Dipl.-Arb., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Greifswald.

Gripp, K. (1947): Jasmund und Møn, eine glazialmorphologische Untersuchung. – Z. f. Erdkunde, **1**:175-182.

Gripp, K. (1949): Über den „jüngeren Geschiebemergel" auf Jasmund. – Geologische Rundschau, **37**: 114-116.

Gross; H. (1958): Die bisherigen Ergebnisse von $^{14}$C-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Nordeuropa und Nachbargebieten. – Eiszeitalter und Gegenwart, **9**: 155-187.

Grosse, S. & Tiepolt, L. (2006): Terrestrisches 3D-Laserscanning an der Steilküste Rügens. – Z. geol. Wiss., **34** (1/2): 55-62.

Groth, K. (1961): Die Lagerungsformen und -verhältnisse der Kreideschollen im Kreidekalkvorkommen von Wittenfelde auf Jasmund (Rügen). – Geologie, **10** (7): 803-810.

Groth, K. (1967): Zur Frage der Beziehungen des glazitektonischen Oberflächenbaus von Rügen zur endogenen Tektonik. – Berichte dt. Ges. geol. Wiss., Reihe A, **12** (6): 641-650.

Groth, K. (2003): Zur glazitektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen. – Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, 39-49.

Günther, A. & Thiel, C. (2009): Combined rock slope stability and shallow landslide susceptibility assessment of the Jasmund cliff area (Rügen Island, Germany). – Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **9**: 687-698.

Herfert, P. (1979): 41/313 Saßnitz, Burgwall. – In: Berlekamp, H. et al.: Corpus archäologischer Quellen zur Frühgeschichte auf dem Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik (7. bis 12. Jahrhundert).- Berlin (Akademie-Verlag).

Jaekel, O. (1917): Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. – Z. Dt. Geol. Ges., **69**: 81-176.

Jakobsen P. R. (2003): GIS-based map of glaciotectonic phenomena in Denmark. – Geol. Quart., **47** (4): 331-338. Warszawa.

Johnstrup, J. F. (1874): Ueber die Lagerungsverhältnisse und die Hebungsphänomene in den Kreidefelsen auf Möen und Rügen. – Z. dt. Geol. Ges., **26** (3): 533-585.

Kahlke, R.-D. (1982): Verbreitung, Aufbau und Genese der I2-Ablagerungen der Halbinsel Jasmund (Rügen). – Unveröff. Dipl.-arbeit, Sekt. Geol. Wiss., Univ. Greifswald. –108 S.

Kalähne, M. (1954): Die Entwicklung des Waldes auf dem Nordkranz der Inselkerne von Rügen. – Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-Heft, **254**: 1-77.

Kanter, L. (1997): Stop 18, Glowe (NW-Jasmund). – In: Piotrowski, J. A. (Ed.): Field symposium on glacial geology at the Baltic sea coast in northern Germany, Universität Kiel, 7.-12.09.1997: Abstracts: pp. 52-55, Kiel

Katzung, G. (Hrsg., 2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.- 580 S., Stuttgart (E. Schweizerbart).

Katzung, G., Krienke, K. & Strahl, U. (2004): Rügen. In: Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 315-325, Stuttgart (E. Schweizerbart).

Krauss, M. (1993): Zur stofflichen und strukturellen Entwicklung und Situation im Untergrund der Insel Rügen. – In: Scholle, T. & Krauss, M. (Hrsg.): Exkursionsführer Rügen – Bornholm. Internationale Exkursions- und Vortragstagung vom 05.-10.10.1993 auf Rügen und Bornholm. – S. 14-32; Berlin.

Krienke, K. (2003): Südoströgen im Weichsel-Hochglazial. Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische StudienStudien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE-Deutschland). – Greifswalder Geowiss. Beitr. **12**: 3-148.

Krienke, K. & Koepke, C. (2006): Die Abbrüche an den Rügener Steilküsten (Nordostdeutschland) im Winter des Jahres 2004/05 – Geologie und Bodenmechanik. – Z. geol. Wiss., **34** (1/2): 105-113.

Lachniet, M. S., Larson, G. J., Lawson, D. E., Evenson, E. B. & Alley, R. B. (2001): Microstructures of sediment flow deposits and subglacial sediments: a comparison. – Boreas, **30**: 254-262.

Lange, E., Jeschke, L. & Knapp, H. D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen.- Schr. z. Ur- und Frühgeschichte, **38**: 174 S., Berlin (Akademie-Verl.).

Look, E.-R., Quade, H. & Müller, R. (Red. 2007): Faszination Geologie - Die bedeutendsten Geotope Deutschlands. – 2. Aufl., 175 S., Akad. d. Geowiss. Hannover (Hrsg.), Stuttgart (E. Schweizerbart).

Ludwig, A.O. (1951): Lagerungsverhältnisse und Mikrostratigraphie in der Südhälfte der Kreidescholle von Jasmund auf Rügen. Unveröff. Dipl.-Arb., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Greifswald: 65 S.

Ludwig, A.O. (1954/55): Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). – Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R., **4** (3-4): 251-288.

Ludwig, A.O. (1964): Stratigraphische Untersuchung des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. – Geologie, **13**, Beih. 42: 143 S.

Ludwig, A.O. (2004): Zur Bildung der Stauchmoräne Dornbusch/Insel Hiddensee. – Z. geol. Wiss., **32** (2-4): 255-269, Berlin.

Ludwig, A.O. (2005): Zur Interpretation des Kliffanschnitts östlich Glowe/Insel Rügen (Ostsee).- Z. geol. Wiss., **33** (4/5): 263-272.

Ludwig, A.O. (2006): Cyprinenton und I1-Folge im Pleistozän von Nordost-Rügen und der Insel Hiddensee (südwestliche Ostsee). – Z. geol. Wiss., **34** (6): 349-377.

Menzel-Harloff, H. (1990): Die Land- und Süßwassermollusken der Halbinsel Jasmund (Rügen). – Unveröff. Dipl.-arbeit, Univ. Greifswald. – 86 S.

Möbus, G. (2006): Einschätzung von Gefahrenpotentialen an Steilküsten-Abschnitten am Beispiel von Lohme (Insel Rügen). – Z. geol. Wiss., **34** (1/2): 99-103.

Müller, U. & Obst, K. (2006): Lithostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Schichten im Gebiet von Lohme. – Z. geol. Wiss. **34** (1-2): 39-54.

Niedermeyer, R.-O. (Hrsg., 2006): Georisiken durch Kliffabbrüche an der südwestlichen Ostseeküste. – Z. geol. Wiss., **34** (1-2): 120 S., Berlin (Verlag f. Geowiss.).

Oberrascher, E. (1939): Die Raseneisenerze Pommerns.- Abh. Geol. Paläont. Inst. Univ. Greifswald, **20**: 1-52.

Obst, K. & Schütze, K. (2006): Ursachenanalyse der Abbrüche an der Steilküste von Jasmund/Rügen 2005. – Z. geol. Wiss. **34** (1-2): 11-37.

Ohle, W. & Baier, G. (1963): Die Kunstdenkmale des Kreises Rügen.- 705 S.; Leipzig (Verl. E. A. Seemann).

Panzig, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. – Z. geol. Wiss., **19** (3): 331-346.

Panzig, W.-A. (1995): The tills of NE Rügen – lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region. – In: Ehlers, J., Kozarski, S. & Gibbard, P. (Eds.): Glacial Deposits in North-East Europe: 521-533; Rotterdam (Balkema).

Panzig, W.-A. (1997): Pleistocene cliff exposures on NE-Rügen (Jasmund, Wittow), Pomerania. – Field symposium on glacial geology at the Baltic Sea coast in Northern Germany 7-12. September 1997, The Peribaltic Group INQUA Commission on Glaciation, Excursion Guide : 40-59, University of Kiel.

Paulson, C. (2001): Die Karstmoore in der Kreidelandschaft des Nationalparks Jasmund auf der Insel Rügen. – Greifswalder Geogr. Arbeiten, **21**: 1-296.

Pedersen, S.A.S. (2000): Superimposed deformation in glaciotectonics. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **46**: 125-144.

Pedersen, S.A.S. (2005): Structural analysis of the Rubjerg Knude Glaciotectonic Complex, Vendsyssel, northern Denmark. – Bull. Geol. Surv. Denmark and Greenland, **8**: 1-192.

Reinicke, R. (2005): Strelasund und Kubitzer Bodden: geographisch-geologische Situation, Morphogenese, Küstendynamik und Nutzung – ein Überblick. – Meer und Museum, **18**: 7-28.

Rennebach, G. (1986): Das Ganggrab von Nipmerow, Kreis Rügen. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg, Jb. **1985**: 39-75; Berlin.

Schmidt, H. (1957): Der Strelasund und seine morphologischen Probleme. – 64 S., Berlin (Dt. Verl. Wiss.).

Schnick, H. H. (2006): Zur Morphogenese der Steilufer Ost-Jasmunds (Insel Rügen) – eine landschaftsgeschichtliche Betrachtung. – Z. geol. Wiss., **34** (1/2): 73-97.

Schulz, W. (1989): Ingenieurgeologisches Gutachten zur Sicherung des Steilufers bei Lohme. – Unveröff. Ber.: 20 S., GFE Schwerin.

Steinich, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen). – Geologie, **20**, Beih. 71/72: 207 S.

Steinich, G. (1992a): Exkursion A 1, Quartärgeologie der Ostseeküste, Mecklenburg-Vorpommern, Rügen, Fischland, Stoltera, Klein-Klütz-Höved. – In: Grube, F. , Matthess, G. & Fränzle, O. (Eds.): Exkursionsführer DEUQUA ´92, 12.-21. September 1992 in Kiel: 5-46, Kiel. (Geol. Landesamt Schleswig-Holstein).

Steinich, G. (1992b): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. – Z. geol. Wiss., **20** (1/2): 125-154.

Strahl, J. (1991): Pollenanalytische Untersuchungen im Jungquartär der mecklenburgisch-vorpommerschen Küste. – Dissertation Univ. Greifswald, Math.-Nat. Fak.: 163 S.

Struckmann, C. (1879): Briefliche Mitteilung an W. DAMES. – Z. dt. Geol. Ges., **31**: 788.

Ükq 200 (1995): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern: Karte der quartären Bildungen 1:200.000: Blatt 14 (Stralsund). – Schwerin (Geol. Landesamt Mecklenburg-Vorpommern).

Verse, G. (2003): Sedimentation und paläogeoggraphische Entwicklung des Greifswalder Boddens und des Seegebietes der Greifswalder Oie (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. – Schriftenreihe für Geowissenschaften, **12**: 159 S.

Exkursion D

# Der Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft – Eisrandlagen, jungquartäre Landschaftsgeschichte und Geotourismus

*Geopark Mecklenburgian Ice Age landscape – Ice marginal formations, Late Quaternary landscape evolution and geotourism*

D

Andreas Buddenbohm unter Mitwirkung von Klaus Granitzki, Juliane Brandes, Mathias Küster, Manuela Schult, Juliane Bornstedt, Matthias Schwabe

**Exkursionsroute** / *Itinerary*

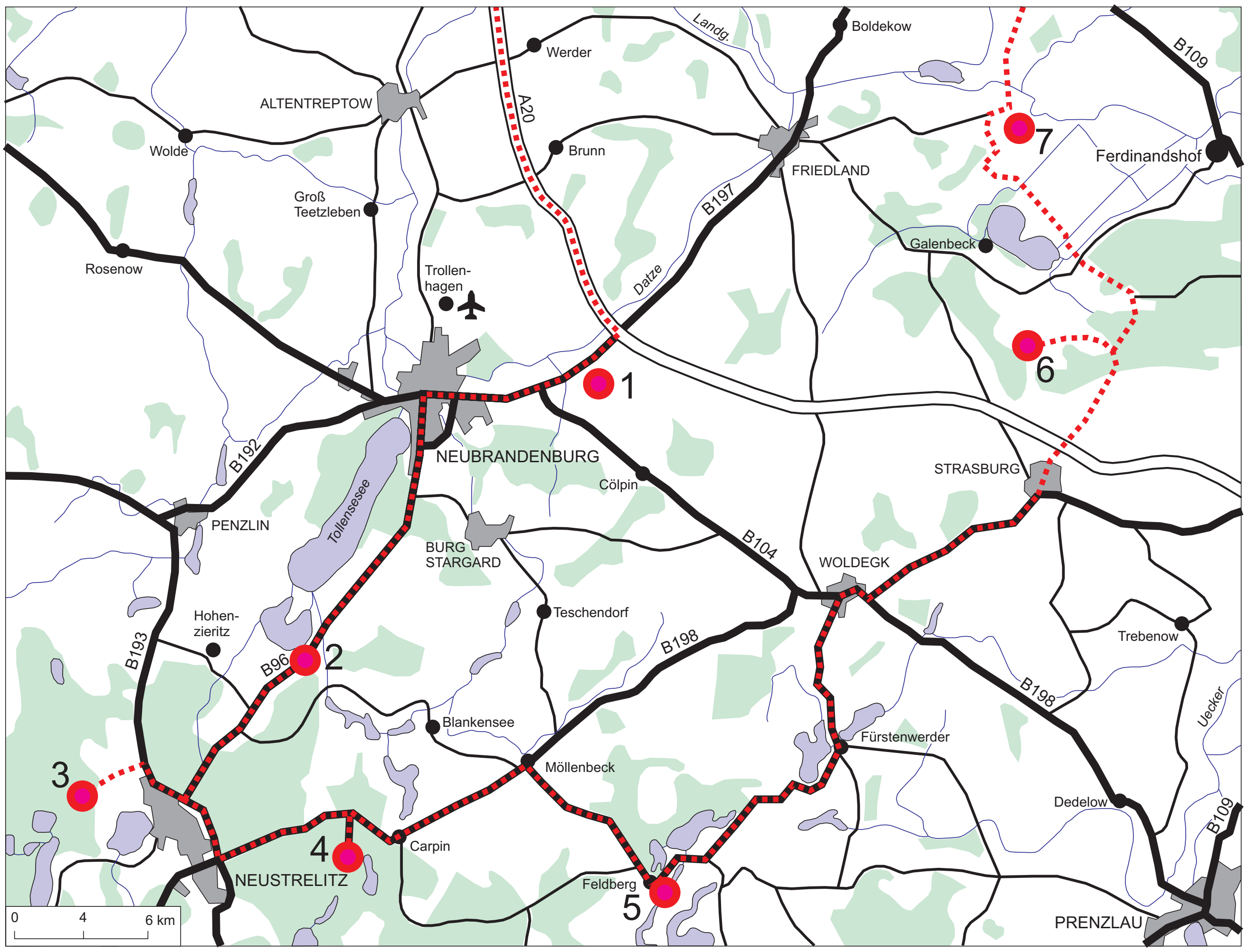



Abb. 1: Exkursionspunkte Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft: 1 – Rühlow/Volkmannshof, 2 - Usadel, 3 - Kiestagebau Sophienhof Nord bei Neustrelitz, 4 - Serrahn, 5 - Feldberg, 6 - Fuchsberg bei Gehren, 7 – Schwichteberg, Findlingsgarten.

*Fig. 1: Itinerary Geopark Mecklenburgian Ice Age Landscape: 1- Rühlow/Volkmannshof, 2 - Usadel, 3 - Gravel plant Sophienhof North near Neustrelitz, 4 - Serrahn, 5 - Feldberg, 6 - Fuchsberg near Gehren, 7 - Schwichtenberg, rock garden.*

## Einführung

Unter den verschiedenen Ansätzen zur Entwicklung von Regionen hat wohl kaum eine Idee in den letzten 10 Jahren einen weltweit so erfolgreichen Widerhall gefunden wie die Idee der Geoparks. Vier europäische Regionen – Réserve Géologique de Haute Provence (Frankreich), Vulkaneifel (Deutschland), Lesvos Petrified Forest (Griechenland) und Maestrazgo Cultural Park (Spanien) – gründeten im Jahr 2000 das European Geoparks Network mit dem Ziel, auf dem Wege internationaler Kooperation das geologische Erbe ihrer Region zu bewahren und gleichzeitig zur Grundlage einer nachhaltigen Entwicklung zu machen. Mittlerweile hat die Idee zahlreiche Nachahmer gefunden. Allein das Europäische Geopark-Netzwerk zählt aktuell 37 Mitglieder aus insgesamt 15 Ländern. Es gilt als Vorbild für die Einrichtung des Global Geoparks Network der UNESCO, in dem derzeit neben den Europäischen Geoparks 29 Geoparks aus 5 Ländern Asiens, Südamerikas und Australiens angehören. Deutschland hat 2002 eine Netzwerk Nationaler Geoparks ins Leben gerufen, dem gegenwärtig 13 Regionen angehören. Insbesondere die internationalen Netzwerke erfreuen sich eines steten Anstroms neuer Aspiranten, die sich einem anspruchsvollen Bewerbungsverfahren stellen müssen. Allen gemeinsam ist der Anspruch, das geologische Erbe in den Mittelpunkt einer ganzheitlichen und nachhaltigen Entwicklung ihrer Region zu stellen. Dabei werden andere regionale Potenziale (Geschichte, Kunst und Kultur, Wirtschaft etc.) einbezogen und ein geotouristisches Netzwerk in der Region geknüpft.

Wenn Geoparks in dieser Weise also keine Geologie-Parks sind, so definieren sie sich in erster Linie doch über die Spezifik ihres geologischen Erbes. Ein Geopark muss deshalb nach nationalen und internationalen Richtlinien geologische Phänomene spezieller geologischer Signifikanz, Seltenheit oder Schönheit enthalten, die repräsentativ für die geologische Entwicklung der Region und für die Vorgänge sind, die zu ihrer Entstehung führten. Als im Jahr 2001 die Idee entstand, einen Geopark im südöstlichen Mecklenburg ins Leben zu rufen, konnte dies folgerichtig nur ein Eiszeit-Geopark sein:

„Der Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft stellt einen repräsentativen Ausschnitt aus dem Jungmoränengebiet Norddeutschlands dar, in dem der geomorphologiche Formenschatz wie auch der Strukturbau einer glazial geformten Landschaft in besonders modellhafter Ausprägung entwickelt sind. Der grundsätzliche Ablauf der Vereisungen im Pleistozän – Eisvorstoß, Eisstillstand, Eiszerfall, Zwischeneiszeit/Warmzeit – wie auch die entsprechenden Prozesse und Wirkungen werden anhand der im Geopark vorhandenen geologischen Bildungen eindrucksvoll nachvollziehbar. Die Deutlichkeit und Frische des eiszeitlichen Formenschatzes machen die Besonderheit des geologischen Erbes des Geoparks Mecklenburgische Eiszeitlandschaft aus und diesen damit zu einer Region mit Modellcharakter für die landschaftsbildenden Prozesse während der Weichsel-Kaltzeit in Mitteleuropa“ (aus dem Dossier zur Bewerbung um das Prädikat Nationaler Geopark, 2002).

Der Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft wurde am 3. Juli 2002 auf den Hellbergen bei Neustrelitz durch den damaligen Landesumweltminister Dr. Wolfgang Methling eröffnet. Über eine 4.800 km² große Region verteilten sich zum damaligen Zeitpunkt eine Handvoll von Akteuren, die sich mit der eiszeitlichen Entstehung ihrer unmittelbaren Umgebung befassten und sie auf verschiedene Weise Einheimischen und Touristen näher brachten. Der 1998 gegründete Geowissenschaftliche Verein Neubrandenburg e.V. stand als Träger für dieses Projekt bereit und organisierte in der Folgezeit den Aufbau eines Netzwerkes von geotouristischen Anbietern. Bis 2008 bildeten sich innerhalb der Geopark-Region zehn Aktionszentren heraus, die engen Kontakt zum koordinierenden Geopark-Büro in Neubrandenburg hielten. Die Verbindung dieser Aktionszentren und gleichzeitig das touristische Leitsystem des Geoparks stellt die Eiszeitroute dar, ein 666 km langer thematischer Radweg, der von den Verwaltungen der Region im Rahmen eines INTERREG-Projektes entwickelt und eingerichtet wurde.

Nach überaus hoffnungsvollen Gründerjahren, einem ausnahmslos positiven Echo aus der Region und nationaler wie internationaler Anerkennung geriet der Geopark nach 2006 in immer schwierigeres Fahrwasser. Finanzielle Zuschüsse, die neben den eigenen Einnahmen zur Kofinanzierung von Fördergeldern erforderlich waren, blieben trotz enormer Anstrengungen aus und zwangen den Geowissenschaftlichen Verein Neubrandenburg im Sommer 2009 zur Schließung des Geopark-Büros. Die Aufgabe des UNESCO-Labels und der Mitgliedschaft im Europäischen Geopark-Netzwerk war letztlich nur eine konsequente Entscheidung des Geopark-Beirates, der damit der veränderten Situation und insbesondere dem offenkundig nicht vorhandenen Interesse großer Teile der Landes- und Regionalpolitik und -verwaltung am Erhalt eines UNESCO-Geoparks in Mecklenburg-Vorpommern Rechnung trug.

Die Akteure des Geopark-Netzwerkes sind sich darin einig, die vorhandenen Strukturen zu erhalten und ihre Zusammenarbeit auch unter den wahrscheinlich langfristig ungünstigen Bedingungen fortzusetzen. Den eigenen Ansprüchen an einen funktionierenden Geopark genügt dies allerdings nicht, weshalb der Geowissenschaftliche Verein Neubrandenburg gemeinsam mit seinen Partnern weiterhin nach Alternativen suchen wird. Daran werden sich die öffentlichen Haushalte beteiligen müssen, denn letztlich gibt es weltweit keinen einzigen Geopark, der seine Arbeit ohne öffentliche Mittel finanzieren kann. Da Geoparks die Entwicklung einer Region nachweislich nachhaltig befördern, ist dieses Geld in aller Regel gut angelegt.

Die touristische Entwicklung durch den Aufbau entsprechender Strukturen und Angebote zu unterstützen, ist das Hauptarbeitsfeld vieler Geoparks. Es ist eng mit der Umweltbildung, dem zweiten wichtigen Aspekt verbunden. Geologische Erscheinungen einem interessierten, aber nur selten geowissenschaftlich vorgebildeten Publikum zu erläutern und ihm die erdgeschichtliche Entwicklung einer Region auf verständliche und spannende Weise näher zu bringen, ist eine Herausforderung für jeden Geowissenschaftler.

Dazu bedarf es neben unterschiedlichsten Instrumenten vor allem einer Sprache, die von interessierten Laien verstanden wird, die bei allen Vereinfachungen und Verallgemeinerungen aber gleichzeitig fachlichen Ansprüchen gerecht wird. Beispiele geben die Texte, die der Autor für die mehr als 40 Tafeln an der Eiszeitroute entworfen hat.

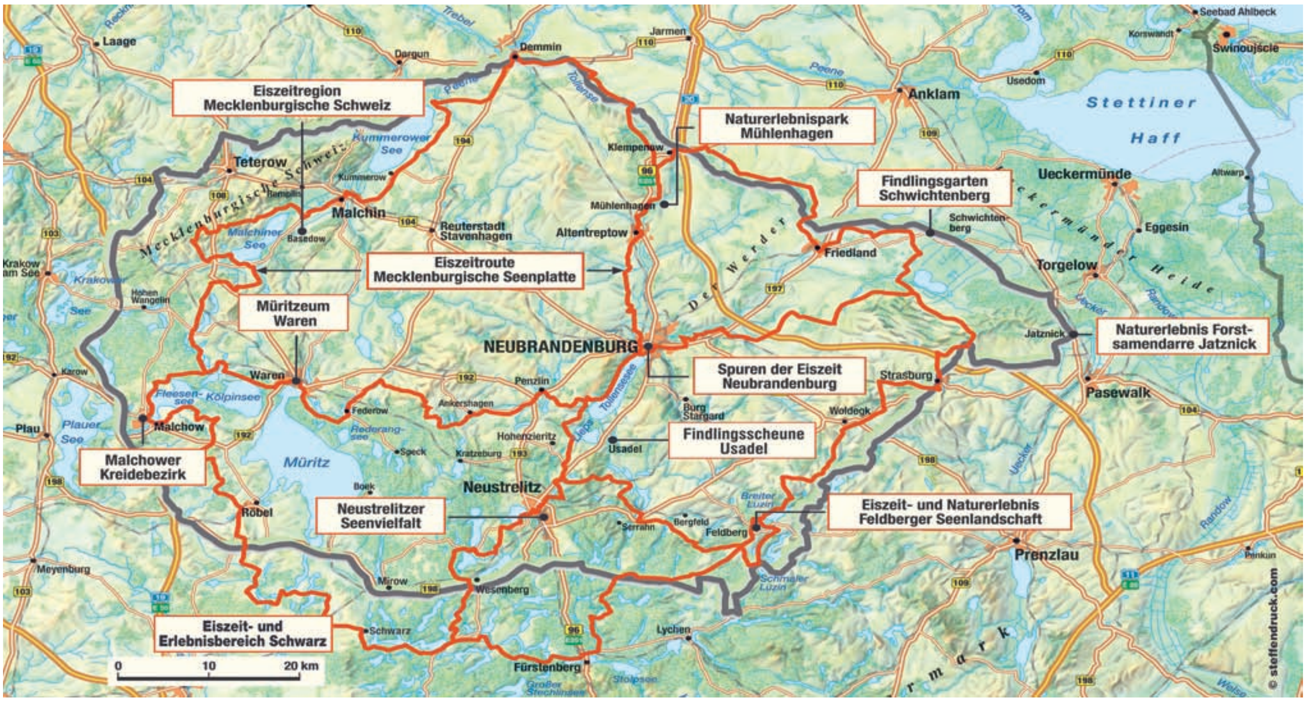



Abb. 2: Die Aktionszentren des Geopark verteilen sich über die gesamte Geopark-Region. Bei der Beschäftigung mit der Eiszeit nutzen sie unterschiedliche Aspekte, zum Beispiel die glaziale Dynamik im Bereich der Endmoränen, die Herkunft und Nutzung der eiszeitlichen Geschiebe oder Rohstoffe aus der Eiszeit. Das Logo des Geoparks Mecklenburgische Eiszeitlandschaft (rechts unten) und der Eiszeitroute hat einen hohen Wiedererkennungswert. Die Einheimischen nennen es liebevoll „Spiegelei".

*Fig. 2: The activity centres of the Geopark spread out over the whole geopark region. In dealing with the Ice Age they focus on different aspects, such as the glacial dynamics in the end-moraine areas, the origin and use of glacial boulders or raw materials from the Ice Age. The logo of the Geopark Mecklenburg Ice Age Landscape and the Ice Age Route (lower right) is of high recognition value. Locals fondly call it "fried egg".*

Sie sind mit Grafiken illustriert, die mit demselben Ziel entwickelt wurden. Wie die überaus positive Reflexion in der Öffentlichkeit zeigt, scheint die Umsetzung gut gelungen.

Um ein Beispiel zu geben, wird Stop 1 (Rühlower Os) mit Auszügen aus einem Exkursionsführer beschrieben, der für eine öffentliche Exkursion des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg und damit ausdrücklich für interessierte Laien entwickelt wurde. Darüber hinaus werden mehrere Grafiken abgebildet, die für die Beschilderung der Eiszeitroute entwickelt wurden. Wenn also im folgenden die Sprache vom Stil ausgesprochener Fachexkursionen abweicht, so ist dies durchaus beabsichtigt.

## Geologische Übersicht über das Pleistozän im Geopark

Sedimente des Altpleistozäns fehlen im Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft (Abb. 3). Die pleistozänen Ablagerungen werden drei Glazialen (Elster- Saale- und Weichsel-Kaltzeit) sowie zwei Interglazialen (Holstein-Komplex, Eem-Warmzeit) zugeordnet. Die quartäre Schichtenfolge beginnt mit Sedimenten der Elster-Kaltzeit, deren Grundmoräne meist nur geringmächtig ist. Besonders markant sind die subglazial angelegten tiefen Rinnen, die durch neue Untersuchungen im gesamten norddeutschen Raum incl. der Nordsee nachgewiesen sind. Die Möllenhagener Rinne westlich von Neubrandenburg gehört ebenso dazu wie die Ur-Rinne der Tollense. Charakteristisch ist, dass diese Rinnen offensichtlich nach der Elster-Kaltzeit, mit Sicherheit aber am Ende des Holstein-Komplexes vollständig aufgefüllt waren. Dieser ist nach Bohrbefunden durch fluviatile Kiessande, limnische Beckensande und marine Schluffe belegt.

Das Eis der Saale-Kaltzeit fand ein weitgehend ausgeglichenes Relief vor. Ausgebildet sind vor allem Bildungen des Saale-Hochglazials. Für die Drenthe-Grundmoräne (S1) ist das zahlreiche Vorkommen glazialer Schollen charakteristisch, deren Dimension die enorme Tiefenwirkung des Drenthe-Eises deutlich macht. Hierher gehören unter anderem die lagerstättenbildenden Schollen miozäner Quarzsande bei Neubrandenburg und der Friedländer Blauton (Eozän). Überwiegend feinkörnige, glazilimnische Sedimente von zum Teil beträchtlicher Mächtigkeit trennen sie von der nur lückenhaften Warthe-Grundmoräne (S2), die einen Eisvorstoß von vergleichsweise geringer Dynamik repräsentiert. Spätsaalezeitliche Feinsande und Schluffen haben im Untergrund eine weite Verbreitung. Sie waren vor ca. 15 Jahren in der Kiesgrube Neubrandenburg-Hinterste Mühle in einem ungestörten Profil aufgeschlossen, das vom Saale-Spätglazial über eine komplette Sequenz limnischen Eems bis in das Weichsel-Frühglazial reichte. Weitere Nachweise der Eemwarmzeit beschränken sich auf Bohrungen.

Prägend für die Oberflächengestalt des Geoparks Mecklenburgische Eiszeitlandschaft waren die Abläufe des Weichsel-Hochglazials. Zeugnisse frühweichselzeitlicher Sedimentation sind kaum bekannt, auch die im Bereich der Ostseeküste nachgewiesene älteste Weichsel-Moräne (W0, „Warnow-Vorstoß") hat im südöstlichen Mecklenburg-Vorpommern kein Äquivalent. Die morphologisch wenig auffällige Brandenburger Randlage ($W1_B$) verläuft ebenso wie die Frankfurter Randlage ($W1_F$) wenige Kilometer südlich der Grenze des Geoparks. Südwestlich der Müritz repräsentiert W1-Grundmoräne die ältesten an der Oberfläche anstehenden quartären Bildungen. Die zwischen Malchow

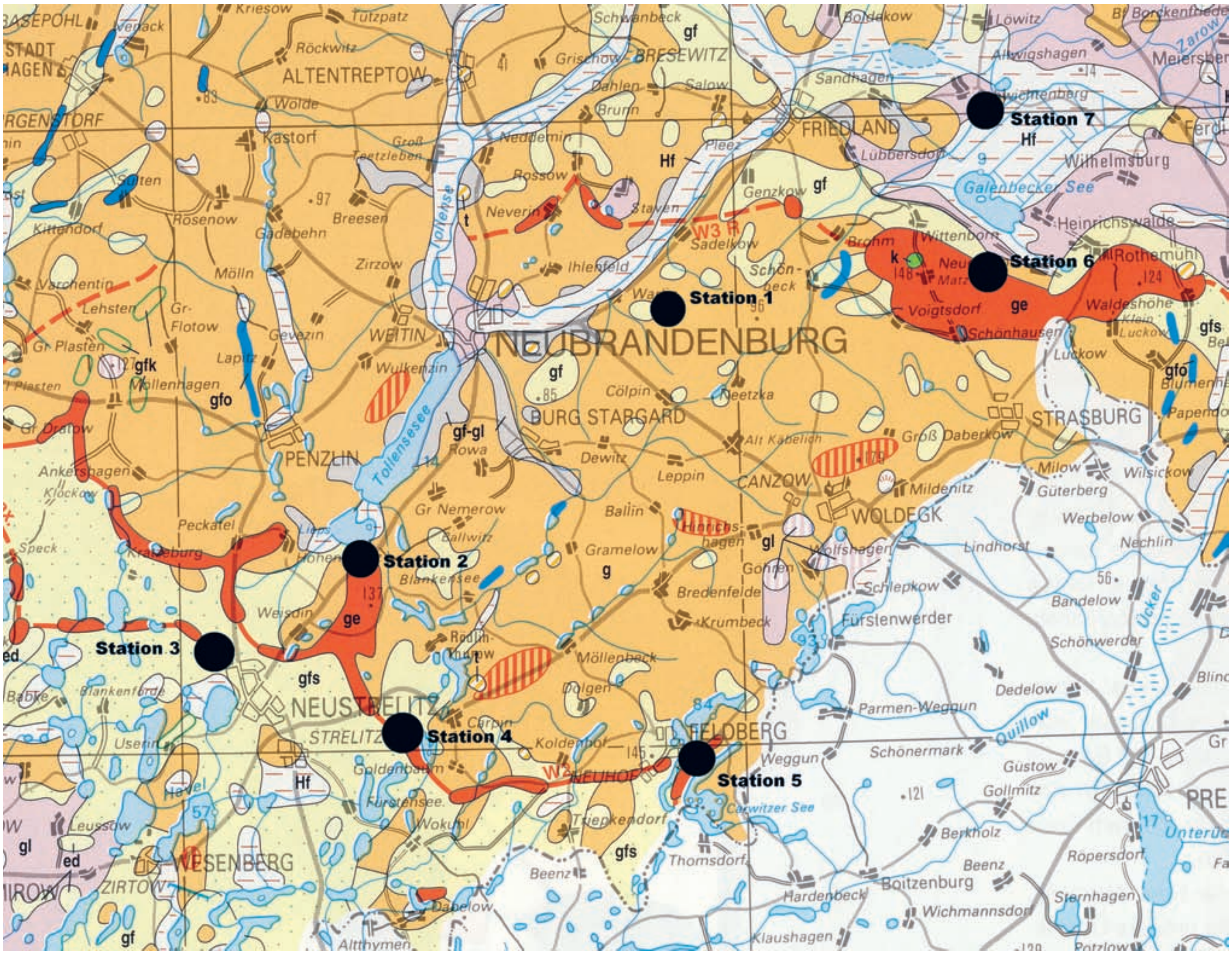



Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes mit eingetragenen Stationen. (Ausschnitt aus: Geologische Übersichtskarte Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000, LUNG M-V, Geologischer Dienst).

*Fig. 3: Geological Map of the field trip area with marked excursion stops. (section from: Geological Map Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000, LUNG M-V, Geological Survey).*

| | |
|---|---|
| H | Moorerde, z.T. als geringmächtige Decke |
| af | Auelehm, z.T. als geringmächtige Decke |
| f,l | Sand (fluviatil, z.T. limnisch) |
| ed | Dünensand |
| e | Flugsand |
| gf-f | Sand des Urstromtales (glazifluviatil-fluviatil) |
| gl | Feinsand, schluffig in Becken (glazilimnisch) |
| gl | Schluff in Becken, z.T. gebändert (glazilimnisch) |
| gf | Sand der Hochfläche (glazifluviatil) |
| gfs | Sand und Kiessand der Sander |
| gfo | Kiessand und Sand der Oser |
| gfk | Sand in Spalten, z.T. mit Geschiebemergeldecke |
| g | Geschiebelehm und -mergel der Grundmoräne |
| ge | Sand und Kiessand, Geschiebemergel, Blockpackung in Endmoränen |
| gf-gl | Sand in oder unter der Grundmoräne (glazifluviatil-glazilimnisch) |
| gf | Sand, auch Kiessand (glazifluviatil) |
| g | Geschiebelehm der Grundmoräne |
| f | Sand und Kiessand (fluviatil) |
| t | Tertiär, Schollen (in SW - Mecklenburg z.T. Anstehendes) |
| k | Kreide (Schollen) |
| j | Jura (Schollen) |
| | Vollformen, ohne Beziehungen zu Eisrandlagen (überwiegend glazitektonischer Genese); ältere Durchragungen |

und dem Westufer der Müritz verlaufende Poppentiner Endmoräne, entstand in der Phase des Eisabbaus gegen Ende des Brandenburger Stadiums. Sie enthält zahlreiche Schollen von turoner Kreide, die von der Struktur Malchin abgeschert und über ca. 30 km vom Eis verfrachtet wurden. Morphologisch auffälligstes Element des eiszeitlichen Formenschatzes im Geopark ist die Pommersche Hauptendmoräne ($W2_O$), die als lückenloser, modellhaft in Loben gegliederter Endoränenzug in Nordwest-Südost-Richtung durch Mecklenburg-Vorpommern verläuft. In den ihr vorgelagerten Sanderflächen (Stop 2) sind die älteren weichselzeitlichen Bildungen vielfach erodiert oder weitgehend verschüttet worden, unter anderem auch die Randlage des frühpommerschen Vorstoßes ($W2_U$). Die Pommersche Hauptendmoräne hat vielfach den Charakter einer Satzendmoräne, aber auch stärker differenzierte, gestauchte Bereiche sind nicht selten. Typisch sind Blockpackungen, deren markanteste Vorkommen im Bereich Feldberg (Stop 5), Kargow, Blücherhof und Langhagen zu finden sind.

Im Rückland der Pommerschen Hauptendmoräne schließen sich weite Grundmoränenebenen (gW2) an, in denen sich zahlreiche Zeugnisse des Eisabbaus finden. So weisen ausgeprägte Seenrinnen ebenso auf das Spaltensystem des niedertauenden Eises hin wie die zahlreichen markanten Oser. Prägend sind auch die während des Eisabbaus entstandenen Sölle und die großen Findlinge, deren größtes Exemplar der „Große Stein" von Altentreptow ist (ca. 133 m³; ca. 350 t). Er liegt allerdings schon auf der Grundmoräne des Mecklenburger Stadiums, die vielfach in Form eines sehr sandigen, geringmächtigen Geschiebemergels auftritt. Geschiebestatistisch lässt sie sich anhand ihrer baltischen Prägung gut abgrenzen. W3-Endmoränenbildungen lassen sich hingegen nur in wenigen Teilen des Geoparks nachweisen, sind dann aber in den beeindruckenden Stauchendmoränenkomplexen der Rosenthaler Staffel (Stop 6) und der Retzow-Gülitzer Höhen zwischen Malchin und Teterow außerordentlich markant.

Hinter der Rosenthaler Staffel bildete sich im Spätglazial der Hauffstausee heraus, in dem bis zur Öffnung der nordwärts gerichteten Abflüsse mächtige Beckensedimente sedimentiert wurden. Bei der Entwässerung der Niedertaulandschaft spielten die großen Depressionen wie die des Malchiner und Kummerower Sees, das Tal der Tollense und das Grenztal eine wichtige Rolle. In ihnen bildeten sich im Holozän große Durchströmungsmoore, deren durch anthropogene Einflüsse beeinträchtigter Wasserhaushalt heute mit aufwendigen Renaturierungsprojekten wieder hergestellt wird (Stop 6).

Andreas Buddenbohm

## Stop 1: Rühlow, Haltepunkt Volkmannshof – Der Rühlower Os

*Rühlow, stop station Volkmannshof – The Rühlow esker*

Oser (Wallberge, Esker) sind die morphologisch auffälligsten eiszeitlichen Bildungen in den norddeutschen Grundmoränengebieten. Als Aneinanderreihung schmaler, oft nur spärlich mit Kiefern bestandener Hügel oder als bahndammartige Höhenzüge ziehen sie sich durch die Ackerfluren, die sie manchmal nur um wenige Meter überragen. Sie bestehen in der Regel aus gut geschichteten Sanden und Kiesen. Nicht selten weisen sie eine im Topbereich dünne, zu den Rändern an Mächtigkeit zunehmende Decke aus moränenartigem, schlecht sortiertem Material auf.

Vor allem während der Niedertauphase nach dem Ende eines Eisvorstoßes fielen große Schmelzwassermengen an, die anfangs in Eiskanälen, später in sich stetig erweiternden Spaltensystemen in Richtung Eisrand flossen. Die Ablagerung von Kiesen setzt relativ große Strömungsgeschwindigkeiten voraus, weshalb Oser vor allem in der frühen Phase der Spaltenbildung entstanden sein dürften. Deutlich erkennbar zeichnen sie bis heute den Verlauf des Spaltensystems des Eises nach.

Mit einer Länge von etwa 1 Kilometer gehört der Rühlower Os (Abb. 4) zu den kleineren Osern im Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft. Er liegt am Rand einer annähernd Nord-Süd-verlaufenden, sich mehrfach verzweigenden Schmelzwasserrinne, die sich unmittelbar westlich des Oszuges in die Grundmoräne bis in ältere Sande eingeschnitten hat. Der „Lange Berg", wie er auf topografischen Karten auch genannt wird, ist an seiner Basis nur zwischen 100 und 250 Meter breit, erhebt sich aber mit steilen Flanken fast 20 m über seine Umgebung. Der höchste Punkt liegt dabei an einer der schmalsten Stellen im südlichen Teil des Osers bei Georgendorf.

Im Jahre 1867, als der eiszeitliche Charakter von Osern noch nicht erkannt war, wurde der Rühlower Os beim Bau der Friedrich-Franz-Eisenbahn durchstochen. Die dabei abgegrabenen Sande und Kiese stellten einen willkommenen Baustoff dar. Nach dem Zweiten Weltkrieg wurden auch im Nordteil noch Kiessande abgebaut. Seit 1971 existiert das Naturschutzgebiet „Rühlower Os", das heute auf einer Fläche von ca. 24 ha einen besonders wertvollen Teil des Rühlower Oses einschließlich des Osauges umgrenzt. Manuelle Pflege und die Beweidung mit Schafen sollen eine weitere Verbuschung und Bewaldung verhindern und die Entwicklung von Magerrasen fördern, die einst den gesamten Oszug bedeckten.

Eine geomorphologische Besonderheit ist das sogenannte Rühlower Osauge, eine amphitheaterähnliche Vertiefung im Nordteil des Rühlower Oses. Sie entstand durch einen Eispfeiler oder einen in den Eistunnel gestürzten Eisblock, der von dem in der Spalte abgelagerten Material verschüttet wurde. Bei seinem Abschmelzen bildete sich die kesselartige Hohlform (sog. Osgrube) heraus. Der tiefste Punkt des zeitweise wasserführenden Osauges liegt bei ca. +47 m NHN und damit auf dem Niveau der den Os begleitenden vernässten Senken (Osgräben).

Das Wort Os wurde von Geinitz aus dem Schwedischen übernommen, wo „Ås" unabhängig von der Entstehung einen Bergrücken bezeichnet. Geinitz war es auch, der 1885 auf das Vorkommen von Osern (Eskern) bei Gnoi-

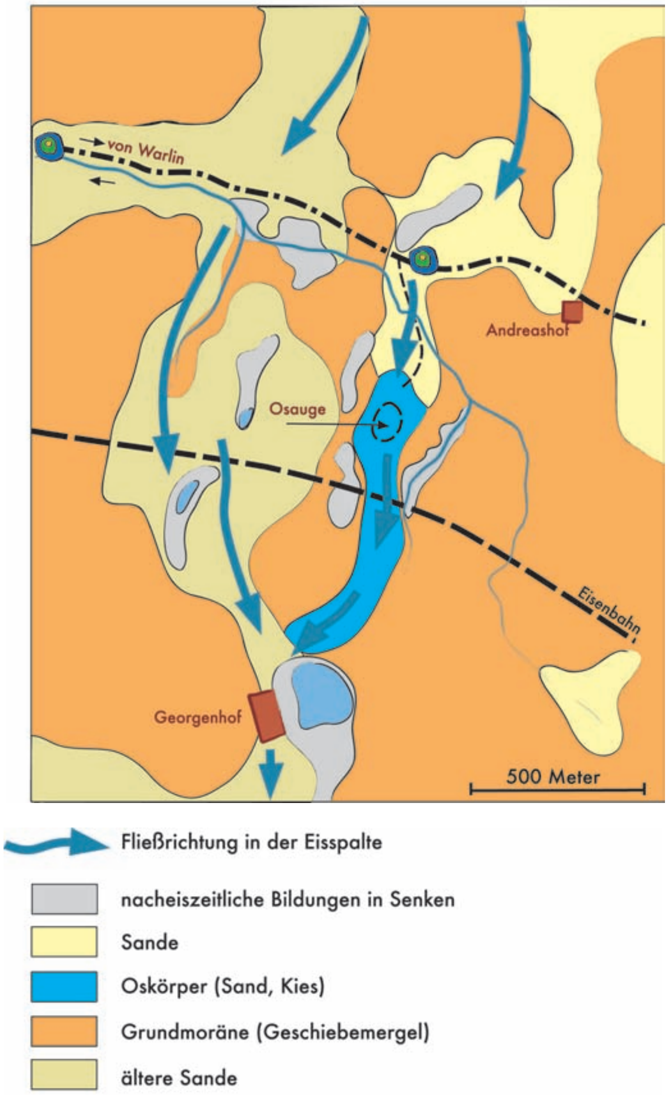



Abb. 4: Vereinfachte geologische Übersichtskarte über den Bereich des Rühlower Osers. (Darstellung für die Geoinformationstafeln an der Eiszeitroute, Abbildung mit Genehmigung des Regionalen Planungsverbandes Mecklenburgische Seenplatte).

*Fig. 4: Simplified geological map of esker Rühlower Os showing adjacent areas. (Information Panel at thematic bicycle route Eiszeitroute, reproduction with permission of the Regional Planning Association of Mecklenburg Lake District).*

en hinwies und damit erstmals für Norddeutschland die Existenz von Osern beschrieb. Er schrieb ihre Bildung vornehmlich subglazialen (unter dem Eis fließenden) Schmelzwasserströmen zu.

Den auch von Geinitz oft verwendeten Begriff „Wallberg“ führt der Geologe R. Klebs (1895) auf ihre Ähnlichkeit mit künstlichen Verteidigungswällen zurück:

*Wer unbefangen die Gegend durchwandert und in dem verhältnismässig ebenen Gelände plötzlich einen über einen Kilometer langen, stellenweise bis 8 m hohen, schmalen Wall vor sich sieht, der beiderseits steil ansteigt, glaubt unwillkürlich eine künstliche Anlage vor sich zu haben, und vor irgendeinem Vertheidigungswall der Vorzeit zu stehen.*

## Der Os oder das Os?

Beide Varianten finden sich in der deutschen Literatur, wobei die sächliche Form gebräuchlicher scheint. Dennoch sollte die männliche Form verwendet werden, in der Eugen Geinitz diese auffällige glaziale Bildung in die mecklenburgische Literatur eingeführt hat.

## Franz Eugen Geinitz (1854-1925)

Unter den mecklenburgischen Geologen nimmt Franz Eugen Geinitz eine besondere Stellung ein. Er wurde am 15. Februar 1854 in Dresden als Sohn des sächsischen Geologen Hanns Bruno Geinitz geboren. Er studierte Geologie und Mineralogie sowie Philosophie in Leipzig und Dresden, das er 1876 als Dr. phil. verließ. Er war Privatdozent in Heidelberg und Göttingen, wo er 1877 habilitierte.

Am 1. Oktober 1878 erhielt er die Berufung auf den neu gegründeten Lehrstuhl für Mineralogie und Geologie an der Universität Rostock. Damit setzte die systematische geowissenschaftliche Landesforschung in Mecklenburg-Vorpommern ein. Am 16. April 1881 folgte seine Ernennung zum Direktor des Mineralogisch-Geologischen Instituts der Universität Rostock. Seine gutachterliche Tätigkeit führte 1889 zur Gründung der Großherzoglichen Mecklenburgischen Landesanstalt, deren erster Direktor er war.

Die Ergebnisse seiner mecklenburgischen Untersuchungen dokumentierte Eugen Geinitz in ca. 230 Arbeiten. Im Vordergrund standen dabei quartärgeologische Themen, wobei er anhand eingehender Beschreibungen immer wieder neue Belege für die Inlandeistheorie für Mecklenburg belegte. Er beschäftigte sich mit Fragen der Stratigraphie, dem Bau des tieferen Untergrundes und des Bergbaus sowie der Landwirtschaft und Landeskunde. So widmete er sich auch der Sammlung und Erforschung von Flurnamen. Sein intensives Bemühen um eine systematische geologische Kartierung des Landes scheiterte allerdings an der ablehnenden Haltung des Landtages.

Eugen Geinitz starb am 9. März 1925 in Rostock. Sein wissenschaftlicher Nachlass ist im Geinitz-Archiv zusammengefasst, das im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie in Güstrow aufbewahrt wird. Am Kliff der Stoltera westlich von Warnemünde erinnern der Geinitzort und der Geinitzstein an das Wirken des vielleicht bedeutendsten Geologen Mecklenburgs.

Andreas Buddenbohm

**Abstract:** Eskers (ger. Oser, Wallberge) are the morphologically maybe most remarkable glacial formations in the North German ground moraine areas. With about 1 km in length, Rühlow Esker (Rühlower Os) is among the smaller eskers in the North German Lowlands. The base of the esker ranges between 100 and 250 metres in width. Its surface raises up to 20 metres, showing typical steep slopes. The highest point is situated at the most narrow place in the southern part of the esker near the settlement Georgendorf.

The railroad cutted the esker in two parts, while sand and gravel were used for construction in the 19th century. Later, a second gravel pit was working up to 1971. Today Rühlow Esker is a Nature Protection Area because of its outstanding glacial geomorphology.

A specific geomorphological feature is the so-called "Esker Eye" (Os-Auge), an amphitheatre-like depression in the northern part of Rühlow Esker. It originated from an ice pillar or a block of ice overthrown in the ice tunnel which was buried under the accumulated sediments. With its melting the kettle-like deepening formed, with the basis reaching down to (or in parts even under) the level of the ground moraine. This is the reason for the temporarily existence of a small pond in the centre - the blinking esker eye.

D

## Stop 2: Parkplatz Usadel – Die Entstehung der Tollense-Rinne

*Parking area Usadel – The formation of the Tollense-channel*

Vom Parkplatz Usadel bietet sich ein eindrucksvoller und bekannter Landschaftsblick auf den Flachwassersee Lieps (2-4 m Wassertiefe, Wasserspiegel +14,7 mNN), auf das Südende des Tollensesees und auf den zwischen beiden Gewässern befindlichen Erlenbruchwald der Halbinsel Nonnenhof. Der Aussichtspunkt befindet sich auf der Haupteisrandlage des Pommerschen Stadiums der Weichsel-Kaltzeit (W2), die im Bereich südlich Usadel eine morphologisch besonders deutliche Endmoränengabel (Usadeler Endmoränengabel) mit dem Keulenberg als höchster Erhebung (+137 mNN) bildet. An der Gabel setzt sich die Pommersche Haupteisrandlage nach Westen mit dem Tollense-Lobus und nach Osten mit dem Strelitzer Lobus fort (Abb. 2).

Tollensesee und Lieps sind Teil der großen, NNO-SSW gerichteten und in die Umgebung zwischen 60 und 90 m eingetieften Talzone, die im Rückland der Pommerschen Haupteisrandlage das morphologische Hauptelement der attraktiven Landschaft zwischen Neubrandenburg und Neustrelitz bildet. Diese langgestreckte Tollense-Rinne ist über 15 km lang und nur etwa 2 km breit. Zu ihrer Genese sind bisher zwei unterschiedliche Modellvorstellungen entwickelt worden.

Janke (1966) verglich die Morphogenese des Tollensesees mit Gebirgsgletschern. Danach stieß eine lange und schmale Gletscherzunge des Mecklenburger Vorstoßes (W3) weit in das Vorland vor und schürfte dabei die Tollense-Rinne aus. Deshalb wird diese genetische Deutung als „Gletscherzungenbecken-Modell" bezeichnet. Schulz (1998) beschreibt Tollensesee und Lieps als „wannenförmig ausgeschürfte Zungenbeckenseen", die hufeisenförmig von Stauchendmoränen umgeben werden. In der Literatur ist die schematische Darstellung der Entstehung des Tollense- Gletscherzungenbeckens von Wagenbreth & Steiner (1982) besonders bekannt.

Im Ergebnis der geologischen Oberflächenkartierung hat Eiermann (1967) bereits eine Entstehung als „Tunneltal" im Ergebnis starker subglazialer Schmelzwassertätigkeit entwickelt. Durch Interpretation weiterer geologischer Fakten widersprach Rühberg (1998) der Genese als Gletscherzungenbecken mit folgenden Fakten:

- Im Gegensatz zu Gebirgsgletschern fehlt dem Untergrund bei Neubrandenburg ein ausreichendes Gefälle, das die Ausbildung einzelner Gletscherzungen in Richtung Vorland verursachen könnte. Demgegenüber steigt das Gelände in der Tollense-Rinne in Fließrichtung nach Süden an (Abb. 4).
- Am Talboden finden sich keine diamiktischen Reste dieses Gletschervorstoßes.
- Die am Talrand bzw. an den Uferhängen ungestört ausstreichenden Sedimente wurden als Seitenmoränen falsch interpretiert.

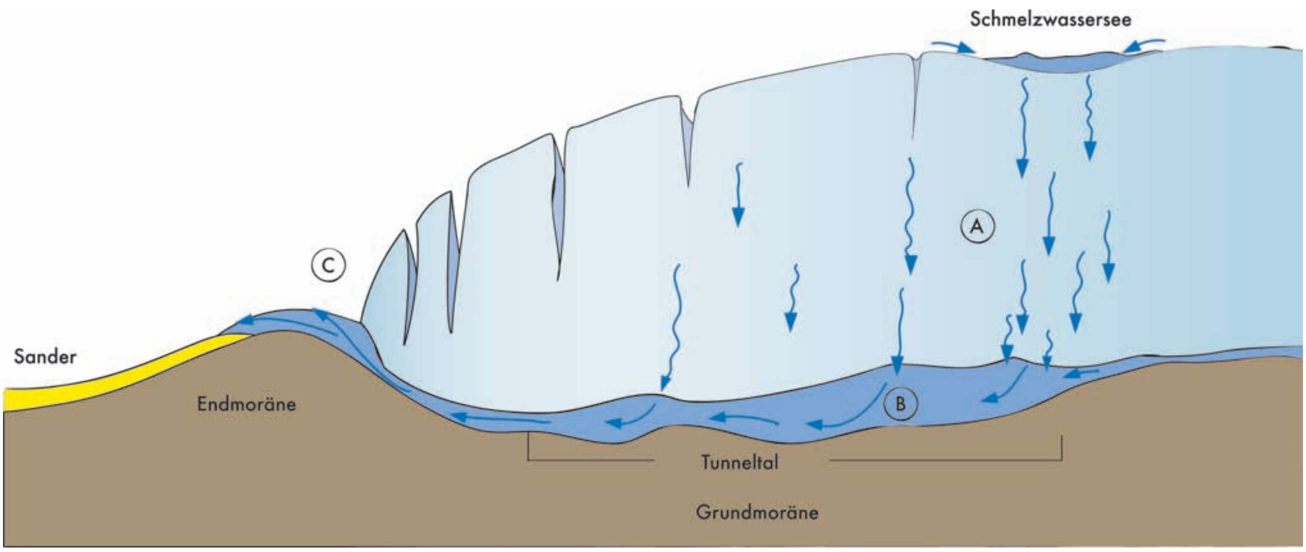



Abb. 5: Die Abbildung soll die Wege des Schmelzwassers durch das von Spalten durchzogene Inlandeis veranschaulichen. Unter dem Eis steht das Schmelzwasser unter großem Druck, wodurch es den Untergrund ausspült und in Richtung Eisrand gepresst wird. (Darstellung für die Geoinformationstafeln an der Eiszeitroute, Abbildung mit Genehmigung des Regionalen Planungsverbandes Mecklenburgische Seenplatte).

*Fig. 5: The figure shows the ways of melt water inside the glacial ice shield. High hydrostatic pressure resulted in intensive erosion of the subsurface and pressed the melt water out of the glacier snout. (Information Panel at thematic bicycle route Eiszeitroute, reproduction with permission of the Regional Planning Association of Mecklenburg Lake District).*

Nach Rühberg (1998) ist das Tollense-Tal eine schon während des Elster-Glazials angelegte Rinne, die wiederholt Einfluss auf den regionalen Verlauf nachfolgender Inlandeisvorstöße hatte, einschließlich dem Verlauf der Pommerschen Haupteisrandlage.

Im Gegensatz zum Gletscherzungenbecken-Modell wird die Tollense-Rinne in ihrer Entstehung als subglaziales Tunneltal gedeutet, das während des weichselkaltzeitlichen Pommerschen Stadiums (W2) entstand. In einer breiten Schmelzwasserrinne unter dem Gletschereis sammelten sich große Schmelzwassermengen, die dem Eisrand im Süden entgegenströmten. Dieser Prozess führte im Tunnel vorrangig zur Erosion, durch die es zur Ausspülung der Tollense-Rinne kommen konnte. Bei nachlassender Strömungsenergie konnten sich in den subglazialen Tunneln Kiessande ablagern und einen Oszug, wie die Hellberge bei Wendfeld, bilden. Das *„Tunneltal-Modell"* berücksichtigt alle bisherigen geologischen Untersuchungsergebnisse (Abb. 6).

Kanter (2000) vergleicht beide Deutungsversuche und gibt auf Grund geologischer und geomorphologischer Befunde der Erklärung als Tunneltal den Vorzug. Er hat damit wesentlich dazu beigetragen, dass heute mit dem Tunneltal-Modell eine moderne und allgemein anerkannte Entstehungsgeschichte der Tollense-Rinne auf der Grundlage aktueller und gesicherter geowissenschaftlicher Daten beschrieben ist.

Die Lieps und das Südende des Tollensesees bildeten im 11./12. Jahrhundert eine bedeutende slawische Siedlungskammer, die durch Ausgrabungsfunde zweifelsfrei nachgewiesen wurde. Mittelalterliche deutsche Chronisten (Thietmar von Merseburg u.a.) berichteten über eine berühmte Stadt mit dem Namen Rethra, deren Standort allerdings nicht genau beschrieben wurde. Sie war das gesellschaftliche Zentrum der einst im Nordosten Deutschlands lebenden slawischen Stämme. In Rethra befand sich das zentrale Heiligtum für den gesamten Stammesverband der Lutizen. Der direkte Nachweis des Heiligtums ist auch nach einer längeren Ausgrabungskampagne 1977-1989 (Schmidt 1992, Szczesiak 2005) bisher nicht erbracht. Insbesondere auf den drei Inseln in der Lieps und auf der Fischerinsel im Tollensesee sind aber umfangreiche Siedlungsspuren aus dieser Zeit nachgewiesen worden. Im Ergebnis bisheriger Forschungen konnte festgestellt werden, dass der durch den Mühlenstau in Neubrandenburg 1270 erfolgte Anstieg des Wasserspiegels des Tollensesees zur teilweisen Überflutung und damit zum Niedergang der Siedlungskammer führte.

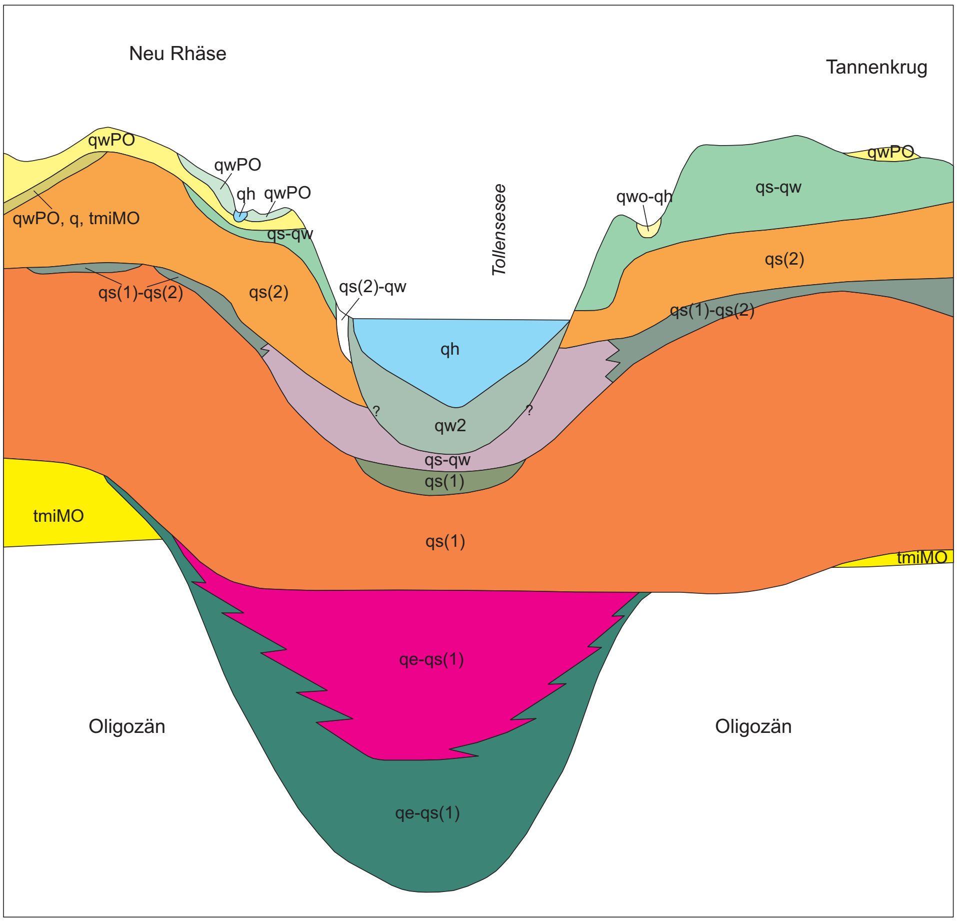



Abb. 6: Geologischer Schnitt durch die Tollense-Rinne bei Usadel. (Quelle: LUNG MV, Geologischer Dienst).

*Fig. 6: Geological cross-section trough Tollense-channel near Usadel (Source: LUNG M-V, Geological Survey).*

Klaus Granitzki

**Abstract:** Lake Tollensesee is situated in the so-called Tollense basin. This channel-like depression developed primarily during the Elsterian Glaciation as a subglacial valley (buried valley, subglacial channel or tunnel valley). Drillings proved more than 100 m thick channel fillings of elsterian an saalian age, that sealed the channel again at the end of the different glaciations. Todays morphology has been created during the Pomeranian stage (W 2), when the ice front build up the main end moraine north of Neustrelitz. It has been postulated, that the basin of lake Tollensesee would

be a glacier tongue basin, excavated by a small (1-2 km) and long (>20 km) glacier tongue during the "retreat" of the Pomeranian ice shield. Today there is more evidence to the origin as tunnel valley (Eiermann 1968, Rühberg 1998). Comparing both models Kanter (2000) pointed especially to the differences between alpine glaciations and the glaciation of northern germany, where there were no conditions like solid ground, a supporting rock "bed" and steep gradients for creating small, mobile glacier tongues. In fact, also the sedimentary evidences support the tunnel valley model as there are no pomeranian diamicton within the tollense basin and no lateral moraines along its edges.

D

### Stop 3: Kiestagebau Sophienhof Nord bei Neustrelitz – Kiessandlagerstätten im Pommerschen Sander

*Gravel plant Sophienhof North near Neustrelitz – Gravel and sand deposits within the Pomeranian sandur*

Auf der Fahrt von Usadel nach Neustrelitz passiert die Exkursion auf Höhe Friedrichshof eine auffällige geomorphologische Bildung: die Hellberge, ein im unmittelbaren Rückland der Pommerschen Hauptendmoräne gelegener Höhenzug. Ursprünglich als Teil der Endmoränen des Tollensebogens gedeutet, zeigen die Hellberge tatsächlich viele der typischen Eigenschaften von Osern. Besonders markant sind die deutlichen Kammlinien und der gewundene, mehrfach abgewinkelte Verlauf der Hellberge. Auffällig ist auch der annähernd symmetrische Querschnitt mit beiderseits steil abfallenden Flanken und das Vorhandensein einer Osgrube. Der Höhenzug besteht zum größten Teil aus Sanden und Kiesen, wie mehrere auflässige und verwachsene Abbaustellen zeigen. Eine Schichtquelle am westlichen Fuß der Hellberge zeigt, dass die Schmelzwasserbildungen der Moräne aufsitzen. Besucher fahren das Naturschutzgebiet „Hellberge" aus westlicher Richtung über Wendfeld an. Über einen Feldweg wird ein Parkplatz erreicht, an dem ein Rundweg beginnt. Vom höchsten Punkt (+96,8 m NHN) bietet sich über Lieps und Tollensesee bis nach Neubrandenburg einer der schönsten Landschaftsblicke Norddeutschlands.

Zwischen Weisdin und Neustrelitz überquert die Exkursion die Pommersche Hauptendmoräne und erreicht in der ehemaligen Residenzstadt der mecklenburgisch-strelitzschen Herzöge die ausgedehnten Ebenen des Pommerschen Sanders. Die hier im wesentlichen als Satzendmoräne ausgebildete Randlage verfügt über einen breiten Sandersaum, der die größten Kiessandlagerstätten des Landes enthält (Abb. 3).

Der Pommersche Sander zeigt insbesondere in den eisrandnahen Bereichen oft eine deutliche vertikale Gliederung. So lässt sich in den meisten Lagerstätten eine Grobe Serie aushalten, die zwischen einer Unteren und einer Oberen Feinen Serie liegt. Maßgeblich für die wechselnden Sedimentationsbedingungen im Sander waren neben Veränderungen von Querschnitt und Lage der Schmelzwasserabflüsse auch klimatische Veränderungen, die die Menge des anfallenden Schmelzwassers bestimmten und durch einen möglicherweise auch jahreszeitlichen Wandel zu rhythmisch geschichteten Sanderbildungen führten.

Der Tagebau Sophienhof Nord liegt ca. 2,5 km vor dem ehemaligen Eisrand und zeigt daher ein ausgeglicheneres Sedimentationsbild als die unmittelbar an der Randlage gelegenen Lagerstättenaufschlüsse (Neustrelitz-Steinwalde, Möllenhagen, Langhagen). Die Abbauwand erschließt eine mehr als 10 m mächtige kleindimensionale Wechsellagerung von Sanden und Kiessanden ohne größere Geröllführung.

Andreas Buddenbohm

**Abstract:** The most important gravel deposits of the country are situated in the Pomeranian Outwash, next to the main end moraine. Sophienhof Gravel Pit shows the typical stratification of the Pomeranian Outwash. It is divided into several complexes showing different grain-sizes. The Grobe Serie (Coarse Series) is dominated by coarse gravel whereas the Feine Serie (Fine Series) mainly consists of sand. The steadily change in grain size over the whole profile shows that the amount of melt water coming from the ice was not constant, but varied depending on climate and probably even seasons.

### Stop 4: Serrahn, Mückengrund – Die Pommersche Haupteisrandlage bei Serrahn, Mecklenburg-Vorpommern: Überblick zur Geologie, Geomorphologie, Boden, Vegetationsentwicklung und Landnutzungsgeschichte

*Serrahn, Mückengrund – The Main Pomeranian Terminal moraine near Serrahn, Mecklenburg-Vorpommern: geology, geomorphology, pedology, vegetation development and land use history*

## Geologie, Geomorphologie und Boden

Die markantesten Geländemorphologien im Gebiet um Serrahn werden durch den Endmoränenbogen der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) gebildet. Der regional auch als „Strelitzer Bogen" angesprochene Endmoränenzug lässt sich in mehrere Teilbögen gliedern. Morphologisch zeichnet sich die Endmoräne durch Moränenrücken mit Höhen von maximal 124,4 m NHN, dazwischen geschaltete Becken und zahlreiche relativ tiefe (20-35 m) ovale und abflusslose Kleinhohlformen mit Größen von etwa 0,5 bis 1,0 ha aus. In den Einzugsgebieten der Hohlformen werden Böschungswinkel von bis zu 40° erreicht. Im Übergangsbereich zu den angrenzenden Sanderflächen überprägen kuppige Binnendünen die Endmoräne. Somit lässt sich für das Gebiet um Serrahn eine für das nordostdeutsche Jungmoränengebiet markante Reliefenergie feststellen (Schmidt 1969, Abb. 7).

Neben mosaikartig vorkommendem Geschiebemergel/Geschiebelehm werden die Höhenrücken der Endmoräne

vor allem durch zahlreiche Blockpackungen und anstehende grobe Kiese und Sande aufgebaut. Ergänzt werden die glazigenen Sedimente durch Decksande und Ablationsmoränen. Als (zum Teil begrabene) periglaziäre Oberflächen treten Geschiebedecksande in Erscheinung. In den durch spätglaziale Austauprozesse entstandenen geschlossenen Hohlformen befinden sich rezent zum Teil periodisch wasserführende Niedermoor bzw. Anmoorstandorte. Die sich vor allem nach Südwesten erstreckenden Sander zeigen eine typische graduelle Abnahme der Korngrößen in Richtung des distalen Gletschervorlandes. Während einer späteren Rückzugsphase durchbrachen die Schmelzwasserströme die Endmoräne zum Teil und führten zur Überprägung der Sander mit jüngeren glazifluvialen Sanden. Die heute durch Seen und Moore erfüllten Becken um den Großen Serrahnsee und den Schweingartensee werden als Gletscherzungenbecken interpretiert, welche nachträglich durch Toteisaustau in Teilbecken untergliedert wurden (Scamoni 1959, 1963).

Das natürliche Bodenformenmosaik der Endmoräne ist durch Braunerden, Parabraunerden und Fahlerden gekennzeichnet. Die ursprünglichen Böden zeigen jedoch eine deutliche Überprägung durch Bodenerosion. Während auf den Oberhängen vor allem gering entwickelte, gekappte Böden (Pararendzinen, podsolierte Regosole) vorkommen, zeigen die Senken eine zum Teil mächtige kolluviale Überprägung (Dieckmann & Kaiser 1998).

## Spätglaziale und holozäne Vegetationsentwicklung

Nach der weichselzeitlichen Deglaziation und einer langsamen Erwärmung wanderten zu erst kältetolerante Pflanzen (u. a. *Artemisia*) in das Gebiet ein. In dieser Tundrenvegetation siedelten sich vermehrt auch Sträucher (*Juniperus*, *Hippophaë*, *Betula humilis*) an und bildeten den Übergang zu Waldphasen mit *Betula* und *Pinus* (Allerød). Dabei war *Pinus* vor allem auf Sanderflächen vertreten, während *Betula* vermehrt auf Moränenstandorten vorkam (Theuerkauf & Joosten 2009). Durch erneute Kälteeinbrüche (Jüngere Dryas) kam es zum Rückgang der geschlossenen Waldbe-

D

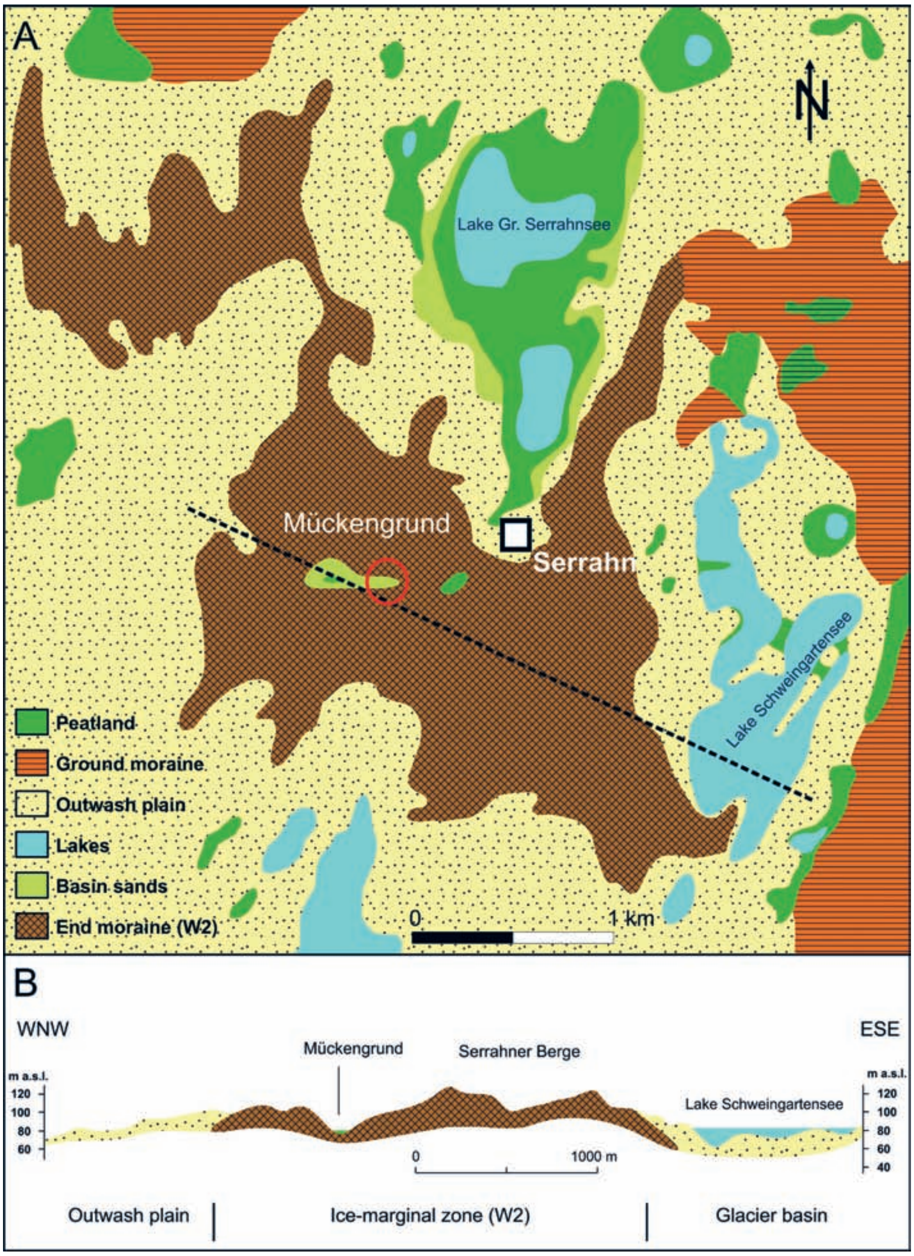



Abb. 7: A - Geologische Übersicht der Pommerschen Eisrandlage bei Serrahn (roter Kreis: Stop 4). B - Geomorphologischer Schnitt über die Pommersche Eisrandlage und angrenzende Gebiete (verändert nach Scamoni 1959, Schmidt 1969).

*Fig. 7: A - Geological units at the Pomeranian ice-marginal zone (Serrahn). Stop "Mückengrund" is marked with the red circle. B - Morphological cross-section throughout the Pomeranian ice marginal zone and adjacent units (modified after Scamoni 1959, Schmidt 1969).*

deckung und erneutem Auftreten von Tundrenvegetation.

Mit zunehmender Erwärmung wanderten *Betula*, *Pinus* und *Populus* auf Dauer ins Gebiet ein bzw. breiteten sich verstärkt aus (Präboreal). Danach erreichte *Corylus* das Gebiet (Boreal). Anschließend begann die Einwanderung verschiedener Laubbaumarten in zeitlich enger Folge: zunächst *Ulmus*, *Quercus* und *Alnus*, danach *Tilia* und *Fraxinus*. Die Laubbaumarten breiteten sich aus und es entwickelten sich linden- und ulmenreiche Eichenwälder (Atlantikum). Durch einen starken Rückgang der Ulme (verursacht durch einen Virus – Ulmensterben) und zunehmende Nutzung der Wälder begann eine Veränderung in der Artenzusammensetzung, in der dann vor allem die Eiche dominierte (Subboreal). Mit *Fagus* und *Carpinus* erreichten die letzten heimischen Laubbaumarten das Gebiet und gelangten zur Massenausbreitung während des Subatlantikums. Das jüngere Subatlantikum ist durch drastischen Rückgang des Baumanteils und Zunahme von Nutzflächen gekennzeichnet (Müller 1961; Schoknecht 1996; Behre 2008).

## Jüngere Waldgeschichte

Die „Serrahner Berge" tragen seit Mitte des 16. Jahrhunderts eine von nutzungsbedingten Auflichtungen und temporär existierenden Blößen unterbrochene, jedoch insgesamt kontinuierliche Waldbedeckung (Tempel 2003). Die mangelhafte Anbindung des Gebietes an geeignete Transportwege gilt als wesentlich für die Bewahrung der Waldbedeckung vor der oft völligen Vernichtung zugunsten der im 18. Jahrhundert bedeutsamen Glasherstellung und Teerschwelerei auf herzoglichen Besitzungen der Region. Bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts bestimmen Kiefern und Eichen das Waldbild. Aktuell finden sich noch einige ca. 300 Jahre alte Eichen als Zeugen dieser Waldgeneration (Heußner 2006). Die wirksame Reduzierung der Waldweide durch administrative Verbote wird als Voraussetzung für eine raumgreifende Etablierung natürlicher Buchenverjüngung angenommen. Gegen Ende des 18. Jahrhunderts und in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts kommt es zur Verjüngung reliktärer Buchenvorkommen um Serrahn. Diese bilden den Ursprung der rezenten Wälder. Mit der ersten forstlichen Vermessung 1771/72 beginnt die auf langfristige Ertragssicherung (Nachhaltigkeit) orientierte Forstwirtschaft (Tempel 2003). Waldverjüngungen durch Pflanzung sind für Serrahn trotz 1823 vorhandener stärker aufgelichteter Bereiche nicht sicher nachgewiesen und aufgrund bereits dicht aufwachsender Naturverjüngung der Buche auch nicht wahrscheinlich. Um 1850 zählen die Serrahner Buchenwälder zu den größten Laubholzvorkommen in der Region (Scamoni 1993). Mit Einrichtung eines Wildparks 1849 setzt die forstliche Bewirtschaftung klassischer Prägung bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts zugunsten jagdlicher Interessen weitgehend aus. Die vorhandenen Buchen bleiben bis zur Auflösung des Wildparks 1945 trotz Hiebsreife von Nutzungen verschont. In den 1950er Jahren münden erste Bemühungen um den Erhalt des Gebietscharakters im weitgehenden Schutz vor Holznutzung und schließlich in der völligen Einstellung der forstlichen Bewirtschaftung. Die Ausweisung eines Totalreservates und dessen Integration als Kernzone in ein Naturschutzgebiet ermöglichte die weitgehend ungestörte Entwicklung naturnaher Waldstrukturen.

## Landnutzungsgeschichte

Laufende Untersuchungen zur holozänen Bodenerosionsgeschichte im Gebiet belegen eine deutliche anthropogene Überprägung der Endmoräne. Dabei zeichnen mehrphasige Kolluvien, fossile Böden, Steinsohlen und Siedlungsgruben deutlich den menschlichen Einfluss nach. Ergänzt werden die eigenen Befunde durch zahlreiche kulturhistorische Strukturen wie alte Ackerterrassen und zahlreiche Holzkohlemeiler (Stöckmann 2006).

Pollenanalytisch sind Siedlungsaktivitäten im erweiterten Gebiet ab dem Neolithikum in unterschiedlicher Intensität nachweisbar (Schoknecht 1996). Aktuelle Pollenanalysen aus dem Mückengrund belegen drei deutliche Nutzungsphasen, welche sich palynologisch vorerst in die Zeiträume Eisenzeit und Slawenzeit einordnen lassen. Auffällig sind hohe Adlerfarnwerte (*Pteridium aquilinum*) und hohe Werte von verkohlten Partikeln (>100µm), was auf Brandrodung hinweist. Markante Anteile von Getreide undiff. und Roggen (*Secale*) belegen Ackerflächen in unmittelbarer Umgebung vom Mückengrund in slawischer Zeit.

Mathias Küster, Manuela Schult, Matthias Schwabe

**Abstract:** Stop "Mückengrund" is situated at the Pomeranian ice-marginal zone. The end moraine is characterized by a distinctive surface morphology. Small scale changes of moraine ridges, basins and small dead ice depressions with steeply dipping slopes are prominent. Besides peat and half bog within depressions, glacial till, glacigenic basin sands and periglacial cover-beds complete the sedimentary inventory. Typical soil formations are Cambisols and Luvisols, however areas of former anthropogenic impacts are characterized by colluvial sediments and thin soil horizons (e.g. podzolized Arenosols).

After deglaciation and following interstadial (*Pinus*, *Betula*) and stadial (*Juniperus*, *Hippophaë*, *Betula humilis*) vegetation changes during the Late Glacial, a closed forest vegetation (*Pinus*, *Betula*, *Populus*, *Corylus*) has been established during the Early Holocene (Preboreal, Boreal). Up to the Atlantic period a markable rise of the proportion of *Ulmus*, *Quercus*, *Alnus*, *Tilia* and *Fraxinus* is recorded in several regional palynological records. After decay of *Ulmus* the Subboreal is dominated by *Quercus*-forests. During the Subatlantic *Fagus* and *Carpinus* established widespreadly, however recent investigations show increasing proportion of non arboreal pollen due to human impact within the area especially during the Late Holocene. Human land use leads to soil erosion processes displayed by colluvial sequences within catchments of several depressions, buried soil horizons, anthropogenic stone pavements and settlement pits. Relic cultural elements are charcoal piles and agricultural terraces.

Human impact decrease since the $18^{th}$ century AD, based on sustainable forestry, reduced use of woods during manorial hunting and establishing of a nature reserve, resulting in a nearly undisturbed development of a *Fagus* dominated forest, comprising a potential natural forest composition of morainic sites.

## Stop 5: Feldberg, Wittenhagen/Hullerbusch – Die Pommersche Hauptendmoräne in der Feldberger Geotop-Landschaft

*Feldberg, Wittenhagen/Hullerbusch – The Pomeranian Main terminal moraine within the Feldberg geotop landscape*

Der Pommersche Eisvorstoß der Weichsel-Kaltzeit (W2) hat vor rd. 15.000 Jahren die besonders attraktive Feldberger Landschaft geprägt. Die jungen glazialen Vorgänge hinterließen ein Gebiet von etwa 50 km² Größe mit einer außerordentlich abwechslungsreichen Oberflächengestalt. Diese Geotop-Landschaft enthält den gesamten glazialen Formenschatz in geradezu lehrbuchhafter Ausbildung (Abb. 8). Das besondere geologische Naturerbe wurde 2006 mit der Verleihung des Zertifikats „Nationaler Geotop" durch die Akademie der Geowissenschaften zu Hannover e.V. im Ergebnis eines deutschlandweiten Wettbewerbs öffentlich gewürdigt (Look & Feldmann 2006).

Die Untersuchungen zur Feldberger Landschaft begannen bereits in der Mitte des 19. Jahrhunderts mit geognostischen Arbeiten durch Ernst Boll (1817-1868). Die wichtigsten Arbeiten seit dieser Zeit zur Erforschung der geologischen Verhältnisse hat Granitzki (2009) zusammengestellt. Die Exkursionsroute verläuft durch die Geotoplandschaft und wird durch die Orte Feldberg, Neuhof, Carwitz, Hullerbusch und Wittenhagen markiert. Stops sind an der Blockpackung im Hullerbusch und an der Eiszeitscheune in Wittenhagen vorgesehen.

Bei Feldberg stoßen zwei Loben der Pommerschen Haupteisrandlage der Weichsel-Kaltzeit fast rechtwinklig aufeinander und bilden die „Feldberger Endmoränengabel". Es handelt sich dabei um den westlichen Strelitzer Lobus mit den Rosenbergen in Feldberg (mit +146,1 m NHN höchste Erhebung des Gebietes) sowie den östlichen 1. Uckermärkischen Endmoränenbogen mit dem Hullerbusch und der Endmoräne bei Wittenhagen. Im Verlauf der beiden Endmoränenbögen, die den ehemaligen Gletscherrand vor etwa 15.000 Jahren markieren, sind besonders eindrucksvolle Blockpackungen ausgebildet. Sie wurden an mehreren Standorten im Raum Feldberg in früheren Jahrzehnten als Baumaterial abgebaut. Blockpackungen sind seit 1998 in Mecklenburg-Vorpommern als Geotope gesetzlich geschützt. Die Blockpackung im Hullerbusch (auch als „Hünenwall" bezeichnet) stellt eine der bekanntesten Blockpackungen im norddeutschen Jungmoränengebiet dar. Beim Abschmelzen des Eises sammelten sich die großen Geschiebe an der Eisfront an, während der feinere Gletscherschutt weiter transportiert wurde (Satzendmoräne).



Abb. 8: Blick von Nordosten in Richtung Feldberg über den Breiten und Schmalen Luzin (Vordergrund) und den Haussee mit dem Amtswerder (Hintergrund). Die bewaldeten Höhen am rechten Bildrand sind Teil der Pommerschen Hauptendmoräne, die sich deutlich von den Sanderflächen im Bildhintergrund abheben. (Foto C.-L. Köller)

*Fig. 8: View from North-east at Feldberg with Lakes Breiter Luzin and Schmaler Luzin (foreground) and Lake Haussee (background). The wooded heights represent the Pomeranian main end-moraine and stand out from the outwash plains in the background. (Photo C.-L. Köller)*

D

Von besonderem geowissenschaftlichen Interesse ist der Endmoränenverlauf östlich Feldbergs. In der einschlägigen geologischen Fachliteratur setzt der Uckermärkische Endmoränenbogen östlich des Schmalen Luzin bei Wittenhagen ein und verläuft über den Hauptmannsberg weiter „südlich vom Carwitzer See als perlschnurartige Kuppenreihe aus Schmelzwassersanden und –kiesen über Mahlendorf nach Warthe“ (Schulz 1998). Neuere Untersuchungen von Zacke et al. (2003) begründen Zweifel an diesem Verlauf des Uckermärkischen Lobus über den Hullerbusch mit dem Hauptmannsberg. Reincke (2001) hatte bereits vorher diesen Höhenzug zwischen Schmalem Luzin und Zansen nicht mehr als Endmoräne, sondern als Schmelzwasserrinnenschüttung gedeutet. Zacke (2001) konnte im Rahmen einer Diplomkartierung durch lithofazielle Untersuchungen nachweisen, dass die Sedimente des Höhenzuges Hullerbusch zwischen den Ortschaften Carwitz und Wittenhagen mit dem Hauptmannsberg (+120 m NHN) als größter Erhebung „untypisch für eine Endmoräne sind“. Deutlich geschichtete Sande und Kiese mit Feinsandeinlagerungen herrschen vor. Faziell sind keine Unterschiede zwischen den als Sander eingestuften Sedimenten und denen der Endmoräne festzustellen. Deshalb kommen die Bearbeiter abschließend zu der Einschätzung, dass die „Dominanz glazifluviatiler Transport- und Ablagerungsprozesse unter Beteiligung gravitativer Massenverlagerungen eine Revision der ‚Endmoränen-These’ früherer Bearbeiter begründen“.

Die Haupteisrandlage weist in mehreren Abschnitten eine besonders große Reliefenergie auf. Abflusslose Senken wechseln auf kurze Entfernungen mit höher gelegenen Geländebereichen ab. Die Senken stellen häufig Kesselmoore dar, in denen sich hochmoorähnliche Verhältnisse entwickeln konnten. Ein typisches Kesselmoor befindet sich nur ca. 400 m von der Blockpackung im Hullerbusch entfernt.

Die Vielfalt der die Feldberger Geotoplandschaft charakterisierenden Seen ist das Ergebnis von Schmelzwassererosion und Toteis. Vorrückendes Gletschereis bildete tiefgreifende Rinnen und Mulden, die zunächst mit Eis ausgefüllt („plombiert“) und anschließend mit jüngerem Gletscherschutt überdeckt wurden. Das beim späteren Eisabbau in Spaltensystemen z.T. subglazial abfließende Schmelzwasser schnitt in den Untergrund Rinnen ein, die z. T. in Kombination mit Toteis zur Bildung typischer Rinnenseen führten. Insbesondere der Schmale Luzin und Zansen sind markante Beispiele für diese Entstehung. Aus ehemals mit Toteis gefüllten Mulden entstanden nach dem Tieftauen des Toteises morphologisch reich gegliederte Seen, wie der Haussee, Breite Luzin und Carwitzer See.

Die Bedeutung des Toteises für die Formung der Feldberger Landschaft erkannte der einheimische Heimatforscher Reinhard Barby (1887-1974). Er hat sie in den Mittelpunkt vieler Publikationen gestellt. In den letzten Schaffensjahren kam er zu der Erkenntnis, dass „das an sich verständliche Bestreben, alle heutigen glazialen Formen aus dem letzten aktiven eiszeitlichen Geschehen zu erklären, im Feldberger Raum zu vielen Widersprüchen mit den örtlichen Gegebenheiten führt... Bei der offensichtlichen Zusammenhanglosigkeit der Feldberger Mulden mit der Oberflächengestaltung der Umgebung und bei der Tiefe der Einsenkungen im Gelände muß gefolgert werden, dass das Toteis nicht dem letzten aktiven Eis zugeordnet werden kann, sondern schon früh eingelagert und aus Eis- und Schmelzwässerablagerungen mit seiner Umgebung tief verschüttet gewesen sein muß“ (Barby 1966).

In dieser Arbeit beschreibt er die Fortsetzung der Blockanhäufung des „Hünenwall“ (+105...+110 m NHN) auf dem Seegrund des Schmalen Luzins (ca. +70 m NHN), die „durch Lotungen und von Tauchern festgestellt wurde“. Er gibt einen Absenkungsbetrag des Seebodens durch Niedertauen des Toteises in der Luzinrinne von 35-40 m an. Nach seiner Deutung ist der Schmale Luzin „kein *Durchbruch* durch die Endmoräne, sondern ein *Einbruch* in die Endmoräne, im engsten Sinne des Wortes eine wirkliche Einsenkung“. Er beschäftigte sich auch eingehend mit der Frage nach dem Alter der Toteisbildungen. Pommersches Eis kommt für ihn nicht in Betracht. Kurz vor seinem Tod hat er noch einmal in einer Arbeit über den Hullerbusch dem Toteis die entscheidende Rolle bei der Entstehung der Feldberger Seen zugewiesen. „Das hier bereits im Brandenburger Stadium im Boden eingelagerte und tief verschüttet gewesene Toteis verging Jahrtausende nach dem Schmelzen des Eises vom Pommerschen Stadium, und die Verschüttungsschichten sanken unter Bildung der Steilhänge zu den heutigen Seemulden ein“ (Barby 1974). Diese interessanten Deutungen sind leider über einen längeren Zeitraum in der Fachliteratur wenig beachtet worden. Es wäre wünschenswert, diese landschaftsgenetischen Aussagen mit modernen Methoden zu überprüfen.

Das Schmelzwasser trat aus Gletschertoren am Eisrand aus und transportierte große Mengen von Sanden und Kiesen, die sich im Vorland der Endmoräne als Sander ablagerten. Im Gebiet von Carwitz-Rosenhof südlich Feldberg wurden diese Kiessande geologisch nachgewiesen.

Im Rückland der Endmoräne steht Geschiebemergel als Grundmoränensediment weitflächig an. Sölle als Zeugnisse tieftauenden Toteises treten in der Grundmoräne häufig auf. Da sie vielfach mit Wasser gefüllt sind, haben sie eine wichtige landschaftsökologische Funktion.

Die Feldberger Landschaft weist mit dem Reiherberg, Hauptmannsberg, Schlossberg, Hüttenberg und den Rosenbergen ausgezeichnete Aussichtspunkte auf, die unvergessene Landschaftsblicke ermöglichen. Im Aktionszentrum „Eiszeit- und Naturerlebnis Feldberger Seenlandschaft“ des Nationalen Geoparks Mecklenburgische Eiszeitlandschaft und auf dem thematischen Radwanderweg „Eiszeitroute“ im Geopark, die auch durch die Feldberger Geotop-Landschaft verläuft, sind die landschaftliche Vielfalt und die geologische Entstehung dieser Geotop-Landschaft nachhaltig erlebbar. Mit dem weiteren Ausbau des Eiszeitlehrpfades Wittenhagen und der „Eiszeitscheune Wittenhagen“ wird die noch stärkere Nutzung des geologischen Naturerbes für die touristische Entwicklung angestrebt.

Klaus Granitzki

**Abstract:** The Pomeranian Main End Moraine is the dominating geomorphological element of *Mecklenburg-Vorpommern*. As Northern Land Ridge *(Nördlicher Landrücken)* it runs trough the country from the southeast to the northwest, garland-like divided in lobes and thus showing the course of the ice edge some 15,000 years ago. Near the small town of Feldberg two of the lobes come together creating a deep fork (*Feldberger Endmoränengabel*) and showing a number of typical features of end moaraines. Because of the oustanding glacial morphology this landscape has been certified as "National Geotope" (Look & Feldmann 2006).

The *Hullerbusch* is a morphologically especially remarkable part of the end moraine. It inhibits a large boulder deposit, the so-called *Hünenwall* (giant's wall). Since the Middle Ages the boulder deposits delivered important building material for sacred constructions and military arrangements, later also for residential and economic buildings. In the 19$^{th}$ and 20$^{th}$ century they were used above all for the production of stones and grit for road construction and the growing railway system. The grit works at *Feldberg* which exploited the boulder deposits in the hills *Rosenberge* (west of the town centre) was closed down in 1962. Today in Mecklenburg-Western Pomerania boulder deposits are valid as legally protected geotopes (nature conservation act).

Lake *Schmaler Luzin* is a typical channel lake. About 7 kilometres in length, its average width is not more than 300 metres with a water depth of max. 34 metres. Taking in account the steep bank slopes, the lake channel is about 60 metres deep. It was formed under the ice as a subglacial tunnel, about 20,000 years BP during the Brandenburgian Stage (W 1). Up to the advance of the Pomeranian ice shield it remained sealed by ice, so the glacial drift was locally sedimented on ice. For this reason the boulder deposits of the Hünenwall have a correspondence on the ground of lake Schmaler Luzin, representing the "missing link" to the boulder deposits at *Rosenberge.*

D

## Stop 6: Fuchsberg bei Gehren, Brohmer Berge – Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel

*Fuchsberg near Gehren, Brohmer Berge – The Rosenthal push moraine*

Am Ende des Weichsel-Hochglazials hat das Eis des Mecklenburger Stadiums (W3) den Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern noch einmal großflächig überfahren. Anhand einer charakteristischen Grundmoräne ist seine Ausbreitung nachgewiesen (Rühberg 1987), wenngleich Endmoränenbildungen nur lokal ausgeprägt sind.

Zu den markantesten Randlagen des Mecklenburger Stadiums zählt die während des Maximalvorstoßes gebildete Rosenthaler Staffel nördlich von Strasburg. Der Name wurde von Hesemann (1933) geprägt, aber bereits Elbert (1907) erkannte den Stauchendmoränencharakter und lieferte eine detaillierte Beschreibung. Schulz (1965) kartierte den Bereich bei der Aufnahme der Geologischen Übersichtskarte Mecklenburgs erneut. Er gliederte die Rosenthaler Staffel in den östlichen Jatznicker Lobus und den westlich anschließenden Klepelshagener Lobus, in welchem sie im Ratteyer Wald mit 152,9 m über dem Meeresspiegel ihre höchste Erhebung erreicht. Ihr innerer Bau, deutlich ausgeprägte Stauchwälle und die an Mittelgebirge erinnernde Morphologie kennzeichnen sie als eine modellhaft ausgebildete Stauchendmoräne (Abb. 9).

Zahlreiche Bohrungen haben die quartären Folgen im Bereich der Rosenthaler Staffel durchteuft. Während sie im Bereich des Klepelshagener Lobus auf anstehendem Tertiär lagern, stehen im Untergrund des Jatznicker Lobus obercampane Kreidekalke an (Abb. 10). Ablagerungen der Elster-Kaltzeit sind nicht nachgewiesen. Die quartäre Schichtenfolge beginnt mit mächtigen und fast ausnahmslos bindigen saalezeitlichen Sedimenten. Sie enthalten zahlreiche tertiäre Schollen (Eozän, Rupel, Miozän) sowie Schollen von marinem Holstein. Der Schollenreichtum ist typisch für die Grundmoräne des Drenthe-Stadiums (gS1), die auch geschiebestatistisch belegt ist. Moränenmaterial mit fraglichem Warthe-Spektrum (S2) ist hingegen nur lokal nachgewiesen.

Die weichselzeitliche Schichtenfolge ist lithologisch deutlich stärker differenziert. Krienke (2003) gliedert sie nach Untersuchungen im Jatznicker Lobus in drei Abfolgen: Über den saalezeitlichen Bildungen lagern zunächst glazifluviatile Sande und Kiessande, die zwischen dem Brandenburger und dem Pommerschen Stadium zur Ablagerung gelangten. Sie schließen eine glazilimnische Folge aus Feinsanden und Schluffen ein, die mit charakteristischen xylitischen Lagen einen lokalen Leithorizont darstellt. Die W1-Grundmoräne ist offensichtlich erosiv weitgehend aufgearbeitet worden. Für intensive Erosionsprozesse vor Beginn der weichselzeitlichen Sedimentation spricht auch das deutliche Relief der Saale-Weichsel-Grenze. In Rinnenposition erreicht diese unterste weichselzeitliche Folge Mächtigkeiten bis zu 65 m. Darüber lagert eine Folge von Geschiebemergel und glazifluviatilen Sanden und Kiesen, die dem Pommerschen Stadium zugeordnet werden. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 30 Metern. Beide Komplexe sind kaum gestört. Den Abschluss der Folge stellen die Endmoränenbildungen des Mecklenburger Stadiums dar. Der basale, oft stark sandig ausgebildete Geschiebemergel (max. 10 m, Ø 3 m mächtig) wird nicht selten von einem sandig-kiesigen Äquivalent vertreten. Die darüber lagernden Sande und Kiessande erreichen bis zu 10 m Mächtigkeit und fehlen nur im Bereich lokaler Aufstauchungen älterer Schichten. Die nahezu lückenlose sandig-kiesige Decke im Bereich des Jatznicker Lobus führt Krienke (2003) zu der Vermutung, dass die bisher ausschließlich als Stauchwälle gedeuteten Rücken weniger durch die aufstauchende Wirkung eines oszillierenden Eisrandes entstanden, sondern vor einem schrittweise zurückschmelzenden Eisrand aufgeschüttet wurden.

Vom Fuchsberg, der in der von Schulz (1965) beschriebenen Rähmellandschaft am Nordrand der Rosenthaler Staffel gelegen ist, reicht der Blick nach Norden über das

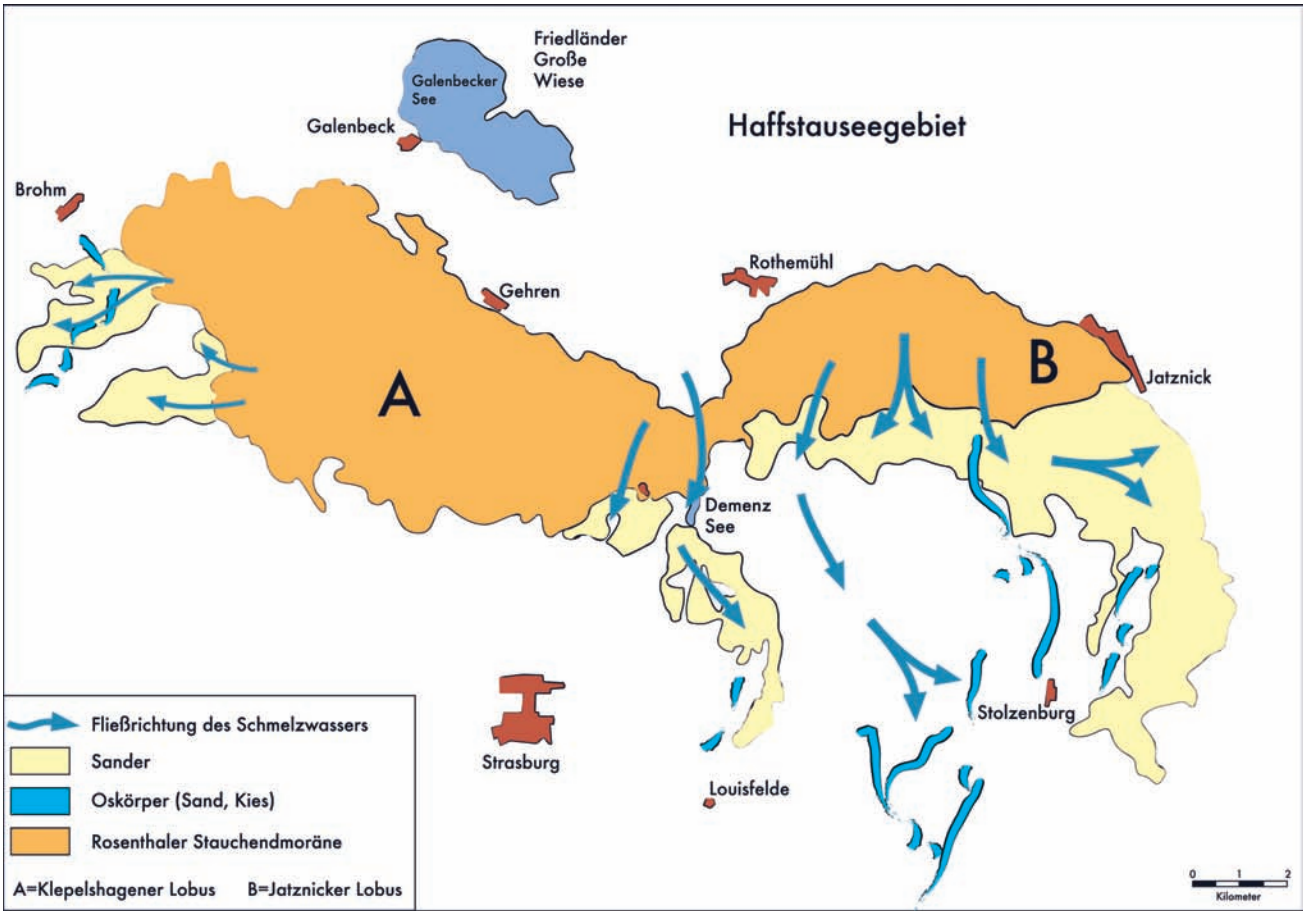



Abb. 9: Strukturkarte der Rosenthaler Staffel (vereinfacht nach Schulz 1965; Darstellung für die Geoinformationstafeln an der Eiszeitroute, Abbildung mit Genehmigung des Regionalen Planungsverbandes Mecklenburgische Seenplatte).

*Fig. 9: Structural map of Rosenthaler Staffel push end-moraine (simplified after Schulz 1965; (Information Panel at thematic bicycle route Eiszeitroute, reproduction with permission of the Regional Planning Association of Mecklenburg Lake District).*

Gebiet des spätglazialen Haffstausees, eines glazilimnischen Staubeckens. Im Holozän entwickelte sich in seinem Südteil eines der größten europäischen Niedermoore. Seit dem 18. Jahrhundert wurde die sogenannte Friedländer Große Wiese schrittweise entwässert. Eine zwischen 1957 und 1966 vorgenommene Komplexmelioration führte in den Folgejahren zu einer Degradation der Moorstandorte incl. beträchtlicher Moorsackungen (bis 2 m). Der Spiegel des 590 ha großen Galenbecker Sees – ein Flachwassersee mit durchschnittlich 0,76 m Wassertiefe – lag infolge der Veränderungen über dem Niveau der unterstromigen Wiesenflächen. Er wurde im Rahmen des EU-LIFE-Projektes „Naturraumsanierung Galenbecker See“ durch den Bau eines 7,3 km langen Erddammes stabilisiert und um wenige Dezimeter angehoben.

Andreas Buddenbohm

**Abstract:** The last big ice advance that reached the excursion area began about 14,700 years ago (Mecklenburgian Stage = Weichsel 3). North of the town *Strasburg* the ice reached a hilly area which originated already during the Saalian glaciation, as intensive glaciotectonics of the Saale-1-moraine shows. The Mecklenburgian ice shield stopped at this obstacle, creating a typical push moraine, that is called *Rosenthaler Staffel*. In an average distance of about 200 metres numerous parallel walls *(Stauchwälle)* follow each other, running more or less in parallel with the former ice edge (Schulz 1965). Recent research questioned the glacitectonic formation of these walls in favour of an episodic deposition of sand and gravel at a retreating ice front (Krienke 2003).

To the north the view from hill *Fuchsberg* – on the northern slope of the end moraine – reaches over the glacier tongue basin of the Friedland Big Meadow with lake *Galenbecker See*. The height difference between the ground moraine in the basin and the highest point of the end moraine amounts to about 160 metres on a distance from about 5 kilometres. The visitor platform on *Fuchsberg* lies about 80 metres over the mirror of lake *Galenbecker See*. This high relief energy is outstanding for Northern Germany.

Lake *Galenbecker See* lies in the southern part of Friedland Big Meadow. The average water depth of this moor lake amounts to only 76 centimetres. He receives superficial influx from *Brohmer Mühlbach*, a small brook. Originally without drain, its level decreased remarkable after the melioration of big areas of the meadow. In the frame of a EU-LIFE-Project the lake level has been raised and stabilized to maintain the lake as important bird protection area.

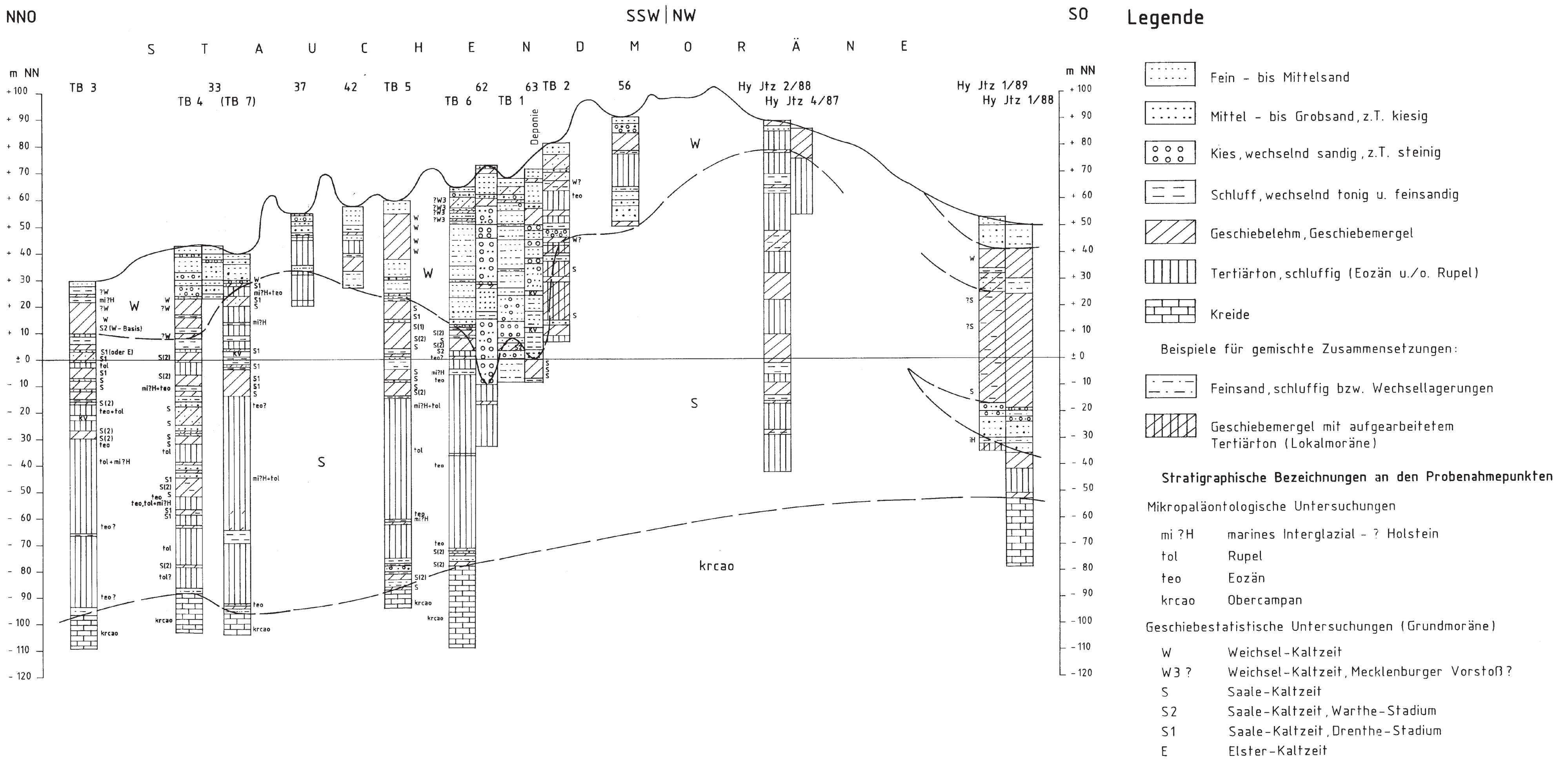



Abb. 10: Geologischer Schnitt über die Rosenthaler Staffel westlich von Jatznick (aus: KRIENKE 1998).

*Fig. 10: Geological cross-section trough Rosenthaler Staffel push end-moraine west of Jatznick (from: KRIENKE 1998).*

Die Angaben beziehen sich auf Geschiebezusammensetzungen in Anlehnung an die TGL 25232

## Stop 7: Der Findlingsgarten Schwichtenberg
*Schwichtenberg rock garden*

Der flächenmäßig größte Findlingsgarten im Osten von Mecklenburg-Vorpommern entstand im Rahmen eines Projektes des Arbeitsförderungs- und Bildungsvereins Friedland/Land e.V. (AFBV). Der Findlingsgarten, ein Aktionszentrum des Geoparks Mecklenburgische Eiszeitlandschaft, liegt inmitten eines 15 ha großen Schulwaldes und ist Bestandteil des Museumsdorfes Schwichtenberg. Mehr als 2.000 Geschiebe > 0,5 $m^3$ werden hier in unterschiedlicher Weise repräsentiert. Die Nutzung dieser steinigen Hinterlassenschaften durch den Menschen wird beispielsweise durch Nachbildungen von Großsteingräbern der Jungsteinzeit, Steinkreisen und einer Turmhügelburg veranschaulicht.

Im Mittelpunkt der Ausstellung stehen zweifellos die zahlreichen Findlinge. Sie stammen überwiegend aus der unmittelbaren Umgebung Schwichtenbergs, größtenteils von Absammlungen der landwirtschaftlich genutzten Flächen. Bei der Auswahl der ausgestellten Stücke wurde ein besonderes Augenmerk auf Leitgeschiebe gelegt (Hoffmann et al. 2003). Neben den petrographischen Besonderheiten waren optische Merkmale weitere Kriterien für die Auswahl. Mit Hilfe der untersuchten Geschiebe werden Fragen zu ihrer Herkunft sowie zur Entstehung der Landschaft behandelt. Weiterhin bieten die vorgestellten Findlinge Einblicke in die Geologie Skandinaviens.

Die Bestimmung der Ausstellungsstücke wurde im Rahmen einer studentischen Belegarbeit am Institut für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald vorgenommen (Bornstedt 2002). In einem ersten Schritt erfolgte eine sorgfältige Aufnahme der Charakteristika der ausgewählten Stücke vor Ort. Danach wurden handstückgroße Proben geschlagen und diese im Labor makroskopisch und lichtmikroskopisch untersucht. Durch Vergleiche mit der einschlägigen Literatur sowie Gegenüberstellungen mit der rund 7.500 Stücke umfassenden „Sammlung Nordischer Geschiebe“ des Institutes für Geographie und Geologie der Universität Greifswald konnten mehr als 50 Leitgeschiebe identifiziert werden.

Besonderer Höhepunkt des Ausstellungsgeländes ist eine steinerne Landkarte. Die heutigen Umrisse Skandinaviens und der Ostsee wurden mit etwa 120 Findlingen nachgebildet. Im Frühjahr 2010 erfolgte eine Neuanordnung der Geschiebe auf dieser steinernen Landkarte entsprechend ihres Herkunftsgebietes in Skandinavien und der Ostsee (Abb. 10). Weitere Findlinge wurden entsprechend ihrer Gesteinsart in Gruppen angeordnet.

Die Ausstellung umfasst mehr als 150 Großgeschiebe von denen inzwischen mehr als 50 als Leitgeschiebe identifiziert werden konnten. Das Geschiebeinventar wird durch



Abb. 11: Zentrales Element des Findlingsgartens Schwichtenberg ist eine steinerne Landkarte von Skandinavien, auf der ausgewählte Leitgeschiebe am Ursprungsort abgelegt sind. (Foto J. Brandes)

*Fig. 11: Special Highlight of Boulder Garden Schwichtenberg is a stony Map of Scandinavia showing glacial erratics at their place of origin. (Photo J. Brandes)*

Tabelle 1: Überblick über die Anzahl der Geschiebe bezüglich ihrer Herkunftsgebiete (Stand 2002).

*Table 1: Number of erratics related to their origin (state 2000).*

| Herkunftsgebiet | Anzahl |
|---|---|
| Südschweden (Kinne, Blekinge) | 3 |
| Småland | 15 |
| Uppland | 5 |
| Åland-Inseln | 9 |
| Dalarna | 5 |
| Rödö | 1 |
| Revsund | 1 |
| Mittlere Ostsee | 3 |
| Bornholm, Dänemark | 11 |
| Südwest-Finnland | 3 |
| Nicht bestimmbar | 91 |

die Mitarbeiter des Arbeitsförderungs- und Bildungsvereins Friedland/Land e.V. ständig ergänzt und vergrößert. Tabelle 1 zeigt eine Übersicht der Geschiebe hinsichtlich ihres Herkunftsgebietes.

Den weitesten Transportweg im Findlingsgarten Schwichtenberg hat zweifelsohne der Björna-Granit hinter sich, ein grobkristallines plutonisches Gestein aus der Gegend von Revsund. Er zeichnet sich durch die 5-6 cm langen, rosafarbenen Kalifeldspäte aus, die zum größten Teil nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Ein weiteres Merkmal dieses Granittyps sind die bis zu 4 cm großen Flecken von Biotit. Daneben treten bis zu 2 cm große Plagioklase mit kräftiger Zwillingsstreifung auf.

Eine Besonderheit der Ausstellung ist der Prick-Granit, eine sehr feinkörnige Variante der Åland-Rapakiwis bzw. derer des finnischen Festlandes. Im anstehenden sind sie immer wieder als kleine Inseln oder als gangartige Partien in die Rapakiwi-Granite eingeschaltet (Bräunlich, www.kristallin.de). Diese feinkörnigen Syenogranite weisen regelmäßig angeordnete Flecken von Biotit auf. Sie bestehen aus einer granophyrischen Grundmasse mit Einsprenglingen von hellrotem Kalifeldspat und großen, dunkelgrauem Quarz.

Aus Südwest-Finnland stammen drei weitere Geschiebe der Ausstellung, die den Nystad-Pyterliten zugeordnet werden. Anders als die klassischen Rapakiwi-Granite zeigen diese sandfarbenen bis grauen Gesteine große Kalifeldspateinsprenglinge (bis 8 cm) mit Ringen aus dunkelbraunem Quarz.

Neben den zahlreichen kristallinen Geschieben sind auch einige sedimentäre Leitgeschiebe im Findlingsgarten Schwichtenberg vertreten. Dazu zählen unter anderem Scolithussandsteine, der Ludibunduskalk sowie Graue Orthocerenkalke.

Juliane Brandes und Juliane Bornstedt

**Abstract:** Erratic blocks are certainly the most conspicious remains of the Ice Age. They are telling stories about their hot origin deep in the earth's crust, their cold way from the North and the early history of man. For this reason they are the attractions at Boulder Garden Schwichtenberg, which is one of the visitor centres of the Geopark Mecklenburg Ice Age Landscape.

More than 2,000 erratic blocks are collected in a park-like complex presenting different aspects of geology, morphology and regional history. A little exhibition in the entrance building provides first information. It gets the visitor in the mood for an entertaining walk along the paths in the Boulder Garden.

Centrepiece is a stone map of Scandinavia, where the boulders are layed down right at their place of origin. In other parts of the garden copies of megalithic tombs or a medieval fortified tower give an impression how man used the remains of the Ice Age when he settled down after the melting of the glaciers. The Boulder Garden is a perfect starting point for trips around Galenbeck Lake or into Brohmer Berge.

**Literatur** / *References*

Barby, R. (1966): Neue glazialmorphologische Erkenntnisse aus dem Feldberger Gebiet. – Geographische Berichte 38, 1: 12-34.

Barby, R. (1974): Der Hullerbusch. – in: LABUS, Sonderheft 7/2004.

Behre, K.-E. (2008): Landschaftsgeschichte Norddeutschlands. – 308 S.; Neumünster (Wachholtz).

Bornstedt, J. C. (2002): Nordische Geschiebe in Mecklenburg-Vorpommern Teil II: Findlingsgarten in Schwichtenberg. – Unveröffentlichte Oberseminararbeit am Institut für Geographie und Geologie der Universität Greifswald – 25 S.

Buddenbohm, A. et al. (2003): Auf den Spuren der Eiszeit. – Neubrandenburger Geologische Beiträge, Sonderheft 2-76 S.

Dieckmann, O. & Kaiser, K. (1998): Pedologische und geomorphologische Befunde zur historischen Bodenerosion im Müritz-Nationalpark. – In: Asmus, I; Porada, T.; Schleinert, D.: Geographische und historische Beiträge zur Landeskunde Pommerns. – Sonderband der Greifswalder Geographischen Arbeiten: 59-67.

Eiermann, J. (1967): Aufnahmebericht zur Geologischen Übersichtskartierung (Maßstab 1: 100 000) der Mbl. Altentreptow (2345) und Neubrandenburg (2545). – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, unveröffentlichtes Manuskript; Schwerin.

Elbert. J. (1907): Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie der angrenzenden Gebiete der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. – Jahresberichte der geographischen Gesellschaft Greifswald 8, 141-243.

Geinitz, F.E. (1885): Beiträge zur Geologie Mecklenburgs VII. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. 39, 1-77

Geinitz, F.E. (1922): Geologie Mecklenburgs. – 168 S.; Rostock (Hinstorff).

Granitzki, K. (2009): Das geologische Naturerbe, ein „Nationaler Geotop". – in: Borrmann, K. et al./Bonito e.V./Waldmuseum „Lütt Holthus" Lüttenhagen (Hrsg.): Feldberg-Serrahner Naturparkgeschichte(n): 106-128. – Galenbeck (Hoyer).

Hesemann, J. (1933): Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. – 1. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt 53: 70-84.

Heußner, K.-U. (1996): Dendrochronologische Auswertung von Holzproben einer Serrahner Eiche. – Unveröffentlichter Arbeitsbericht.

Hoffmann, G.; Dietrich, H. & Bornstedt, J. C. (2003): Der Findlingsgarten Schwichtenberg – Tor zur Geologie Skandinaviens und Mecklenburg-Vorpommerns. – Neubrandenburger Geologische Beiträge 3: 77-82.

Janke, W. (1966): Glazialmorphologische und bodengeologische Verhältnisse im Raum Neustrelitz-Feldberg. – in: Das Quartär Ostmecklenburgs – Exkursionsführer zum 6. Treffen der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften in Güstrow: 75-94.

Kanter, L. (2000): Das Tollense-Becken – ein ehemaliges Tunneltal. – Neubrandenburger Geologische Beiträge, 1: 11-23.

Katzung, G. (Hrsg.) (2003): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – 580 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

Klebs, R.E. (1895): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen. Blatt Nechlin. – Berlin (Parey).

Krienke, H.-D. (1998): Zur Geologie der Stauchendmoräne Brohm-Jatznicker Berge nördlich Waldeshöhe. – Unveröffentlichter Bericht, Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern.

Krienke, H.-D. (2003): Neue Ergebnisse zu den Lagerungsverhältnissen des Quartärs im Stauchmoränenkomplex der Rosenthaler Staffel bei Jatznick. – Neubrandenburger Geologische Beiträge 3: 29-34.

Look, R. & Feldmann, L. (2006): Faszination Geologie – Die bedeutendsten Geotope Deutschlands. – 175 S; Stuttgart (Schweizerbart).

Müller, H. (1961): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Messtischblattes Thurow/Südostmecklenburg. – Dissertation, Universität Halle-Wittenberg.

Reincke, J. (2001): Exkursion. – in: Granitzki, K. (Hrsg.): Exkursionsmaterialien Raum Feldberg. – Unveröffentlichter Exkursionsführer, 15 S., Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern/Geologischer Dienst, Außenstelle Neubrandenburg.

Rühberg, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften 15, 6: 757-767.

Rühberg, N. (1998): Die eiszeitliche Schichtenfolge und Entwicklung im Gebiet um Neubrandenburg. – in: Granitzki, K. (Hrsg.): Geologie der Region Neubrandenburg: 31-40; Neubrandenburg.

Scamoni, A. (1959): Geologie, Boden und Klima. – In: Serrahn – Naturschutz, Wildforschung, Ornithologie und Heimatforschung in der Praxis. Das Naturschutz- und Forschungsgebiet Serrahn – Naturschutz in der Praxis.

Scamoni, A. (1963): Serrahner und Rödliner Berge ($II_2$). – In: Natur, Entwicklung und Wirtschaft einer jungpleistozänen Landschaft dargestellt am Gebiet des Meßtischblattes Thurow (Kreis Neustrelitz). Teil I. S. 76 ff.

Scamoni, A. (1993): Das Meßtischblatt Thurow. Geschichte der Wälder seit Mitte des 18. Jahrhunderts – Wildpark. S.14 ff.

Schmidt, H. (1969): Zur Geomorphologie. – In: Das Naturschutzgebiet Serrahn. – Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern (Sonderheft).

Schmidt, V. (1992): Lieps – Die slawischen Gräberfelder und Kultbauten am Südende des Tollensesees. – 118 S.; Lübstorf.

Schoknecht, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte 29.

Schulz, W. (1965): Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. – Geologie 14, 5/6: 564-588.

Schulz, W. (1998): Die geologische Situation im Naturpark Feldberger Seenlandschaft. – Naturschutzarbeit in Mecklenburg-Vorpommern 41, 1/2.

Schulz, W. (1998): Streifzüge durch die Geologie des Landes Mecklenburg-Vorpommern. – 191 S.; Schwerin (cw).

Stöckmann, M. (2006): Kulturhistorisch-ökologische Raumstrukturen als Grundlage landschaftsplanerischer Zielstellungen am Beispiel Mecklenburg-Vorpommerns. – Dissertation, Universität Rostock.

Szczesiak, R. (2005): Auf der Suche nach Rethra – Die „Prillwitzer Idole". – Schriftenreihe des Regionalmuseums Neubrandenburg, 39.

Tempel, H. (2003): Wald- und Nutzungsgeschichte. – In: von Oheimb, G., Friedel, A., Tempel, H., Westphal, C. & Härdtle, W.; Sukzessionsforschung und Ableitung waldbaulich nutzbarer Informationen in naturnahen Buchenwäldern mit langjährig ungestörter Walddynamik im Nordostdeutschen Tiefland. – Abschlussbericht zum BMBF-Projekt Nr. 0339756, Universität Lüneburg, Kap.III

Theuerkauf, M. & Joosten, H. (2009): Substrate dependency of Lateglacial forests in north-east Germany: untangling vegetation patterns, ecological amplitudes and pollen dispersal in the past by downscaling regional pollen. – Journal of Biogeography 36/5: 942-953.

Wagenbreth, O. & Steiner, W. (1982): Geologische Streifzüge – Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg. – 204 S.; Leipzig.

Wroblewski, H. et al. (2007): Naturraumsanierung Galenbecker See. – Staatliches Amt für Umwelt und Natur Ueckermünde – 76 S. – Friedland (Steffen).

Zacke, A. (2001): Aufschluss- und Flächenkartierung einer Weichsel-glazialen Moränenlandschaft im Gebiet Carwitz (Gemeinde Feldberger Seenlandschaft) im Maßstab 1:10 000. – Unveröff. Diplomkartierung, Institut für Geologische Wissenschaften der Universität Greifswald – 28 S.

Zacke, A., Niedermeyer, R.-O. & Reincke, J. (2003): Neue Ergebnisse zur Genese oberflächennaher Sedimente einer Weichsel-glazialen Moränenlandschaft im Gebiet Carwitz (Gemeinde Feldberger Seenlandschaft). – Neubrandenburger Geologische Beiträge 3: 63-72.

D

E

# Exkursion E

## Die Insel Usedom – Spätpleistozäne und holozäne Landschaftsentwicklung

## *Usedom Island – Lateglacial and Holocene landscape development*

Gösta Hoffmann unter Mitwirkung von Reinhard Lampe

**Exkursionsroute** / *Itinerary*

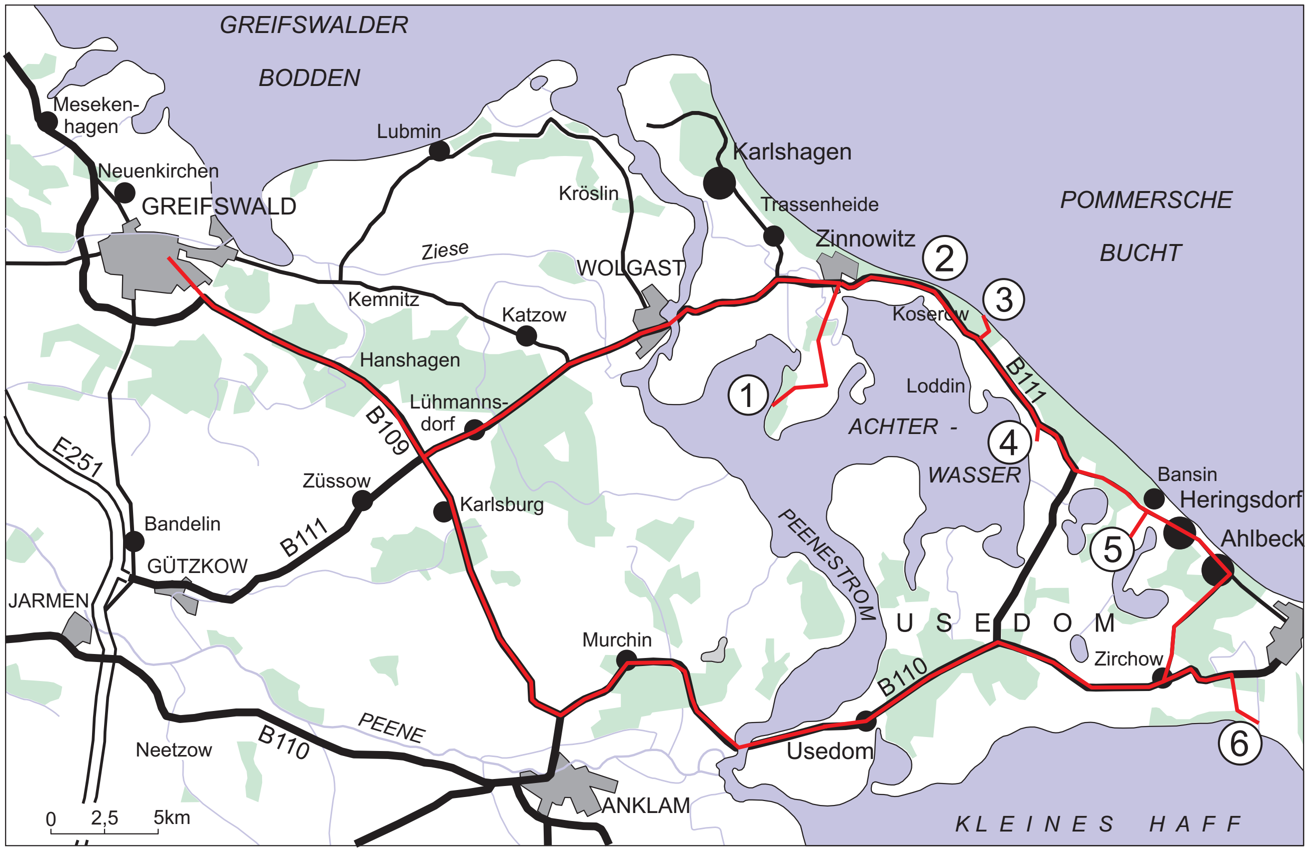



Abb. 1: Übersicht über das Exkursionsgebiet auf der Insel Usedom mit Fahrtroute (rot) und Lage der Stops: 1 - Halbinsel Gnitz, 2 - Koserow, 3 - Streckelsberg, Koserow, 4 - Gesteinsgarten Neu Pudagla, 5 - Aussichtspunkt Sallenthin, 6 - Kamminke.

*Fig. 1: Map of the area visited during the fieldtrip. The route is marked in red, stops are labeled 1-6: 1 - Gnitz peninsula, 2 - Koserow, 3 - Streckelsberg, Koserow, 4 - Rock garden Neu Pudagla, 5 - Watchtower Sallenthin, 6 - Kamminke.*

**Einführung**

Die Insel Usedom (polnisch Uznam) liegt an der südwestlichen Ostsee und bildet das östliche Endglied der vorpommerschen Boddenausgleichsküste. Mit 450 km² Größe ist Usedom - nach Rügen - die zweitgrößte deutsche Insel und gilt als eine der sonnenreichsten Gegenden des Landes. Der Hauptteil der Insel ist deutsches Staatsgebiet, der polnische Anteil im Osten der Insel beträgt 72 km². Die Insel hat rund 75.000 Bewohner, mehr als die Hälfte davon leben im polnischen Teil. Die natürlichen Begrenzungen Usedoms sind die Ostsee (Pommersche Bucht) im Norden, der Peenestrom im Westen und die Swine im Osten. Das Achterwasser und das Stettiner Haff begrenzen Usedom im Süden (Abb. 2).

Oberflächennah ist Usedom ausschließlich aus quartären Ablagerungen aufgebaut (Abb. 3), das Neogen und Paläogen fehlen, die Oberkreide steht in 50-100 m Tiefe an (Müller et al. 1995). Die Insel liegt ca. 200 km nördlich der Brandenburger Haupteisrandlange – der morphologischen Entsprechung der weichselzeitlichen Maximalvereisung (Last Glacial Maximum, 21 ka cal BP). Kleinere Randlagen nördlich der Haupteisrandlage belegen einen oszillierenden Eisrückgang. Zum Alter der pleistozänen Sedimente liegen für Mecklenburg-Vorpommern keine numerischen Daten vor. Angaben zur spätpleistozänen Landschaftgenese, die vor allem im Zusammenhang mit dem Eisabbau steht, ergeben sich aus geomorphologischen, morphostratigraphischen und palynologischen Untersuchungen und lassen darauf schließen, dass das Küstengebiet der südwestlichen Ostsee frühestens um 17 ka cal BP eisfrei wurde (Görsdorf & Kaiser 2001, Kramarska 1998, Lagerlund et al. 1995). Eine südlich der Küste anzutreffende Eisrandlage wird von einigen Autoren als Indikator eines finalen Eisvorstoßes um 14.0 ka cal BP interpretiert (Houmark-Nielsen et al. 2003, 2006). Das Fluss- und Seesystem entwickelte sich anschließend. Der Verlauf der Fließgewässer macht deutlich, dass es sich um ein sehr junges System handelt (Florek 1996).

Die Küsten der südlichen Ostsee sind als paraglaziale Lockersedimentküsten zu charakterisieren (Forbes et al. 1995). Diese sind durch eine hohe Sedimentdynamik gekennzeichnet. Die holozäne Landschaftsgenese der Küstengebiete steht in unmittelbarem Zusammenhang mit der wechselvollen nacheiszeitlichen Entwicklung der Ostsee (Björck 1995, Lampe 2005). In Abhängigkeit von der Verbindung zum Atlantik - bedingt durch die komplexe Interaktion von eustatischen und isostatischen Vorgängen – wechselte der Salzgehalt des Wasserkörpers mehrfach zwischen limnisch und brackisch. Es werden mehrere Süß- (Baltischer Eisstausee, Ancylus-See) und Brackwasserphasen (Yoldia-Meer) im Spätglazial und frühen Holozän unterschieden. Die heutigen Küstengebiete der südwestlichen Ostsee waren zu diesem Zeitpunkt noch durch terrestrische Bedingungen gekennzeichnet, die Uferlinien der Ostseevorgängerstadien lagen weiter nördlich (Hoffmann et al. 2005). Dabei kommt der Oder und ihrer Mündung in die Ostseesenke eine entscheidende landschaftsgenetische Bedeutung für das Exkursionsgebiet zu. Der Verlauf der Ur-Oder durch die Pommersche Bucht lässt sich heute noch in der Bathymetrie erkennen. Die mit dem Einsetzen der Littorinatransgression im Frühholozän einhergehenden Küstenausgleichsprozesse (wind- und strömungsgesteuerte Abtragungs-, Transport- und Anlandungsprozesse) sind maßgeblich für die Formung der heutigen Küste verantwortlich. Diese Prozesse halten bis heute an. Verschiedene Studien konnten belegen, dass ein entscheidender Einflussfaktor der Küstengenese die Entwicklung des relativen Meeresspiegels ist (Hoffmann & Lampe 2007). Dieser ist eine Funktion aus eustatischen und isostatischen Faktoren. Das gesamte Gebiet der Ostsee unterliegt glazialisostatischen Ausgleichsbewegungen. Die südliche Ostseeküste liegt dabei im Übergangsbereich zwischen Hebung und Senkung (Dietrich & Liebsch 2000; Ekmann & Mäkinen 1996; Kaufmann 2000; Kaufmann et al. 2000; Kolp 1981; Striggow & Till 1987). Veränderungen des eustatischen Meeresspiegels werden aufgrund globaler Erwärmung pro-

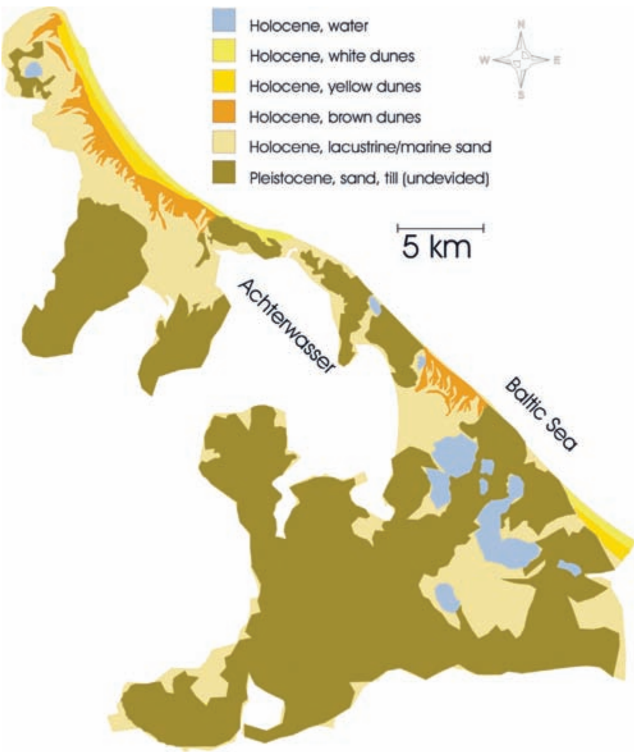



Abb. 2: Vereinfachte geologische Übersichtskarte Usedoms.

*Fig. 2: Simplified geological map of Usedom Island.*

gnostiziert (Houghton et al. 2001). Die Auswirkungen einer solchen Veränderung von Einflussfaktoren auf das System Küste sind Gegendstand aktueller Forschungsprojekte (Harff et al. 2005, Warrick et al. 1996). Die Exkursion umfasst 6 Stops auf denen die verschiedenen landschaftsgenetischen Prozesse veranschaulicht und diskutiert werden.

**Introduction:** The south western Baltic Sea with its alternating barrier and cliff sections typifies the paraglacial coast (cf. Forbes et al. 1995). Quaternary siliciclastic deposits constitute most of the cliff sections and are available all over the Baltic Sea floor. Late Pleistocene deposits include tills and glaciofluvial to glaciolimnic sands, constituting ice-marginal landforms. Their relief is highly undulating with maximum elevations at around +60 m mean sea-level (msl) and minimum elevations at around −20 m msl. During the Holocene the glacial landscape was reshaped – with processes related to the evolution of the Baltic Sea as the major driving forces. Holocene barriers (partly) bridge gaps between Pleistocene headlands and are typically around 8 km long and 2 km wide. They separate lagoons (so-called "Bodden") from the open sea (fig. 2). One of the most important factors influencing the coastal evolution is the rate of sea-level rise. Current research projects (Harff et al. 2005, Hoffmann & Lampe 2007) aim to delineate environmental changes associated with changes in sea level.

During recent decades the effect of global climate change to sea level variations has attracted broad interest, as changes of coastlines have economic and social impact on the human population concentrated in coastal areas. The interrelation of vertical crustal movement and climatically controlled sea level variation has to be regarded as a global problem, particularly at sinking coasts where this process has to be integrated into long-term planning concepts for sustainable development of the coastal zone. Interaction of sea level rise and subsidence of land can lead to dramatic consequences for the population living in these coastal areas (Warrick et al. 1996). This problem is being discussed within the frame of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton et al. 2001). But, climatically and tectonically/epirogenetically forced coastal regression is influencing the human population not only in present days. Even in early phases of cultural development, human populations reacted to marine transgressions and changes of climate and the natural environment by adjusting their economic systems, social structures, and communicative networks to the changing environment. As planning needs long-term prognosis, it is necessary to explore the long-term palaeo-trends in coastal development.

The modern sea-level rise on the coast of Usedom is in the range of 1mm/yr (based on tide gauge measurements, see Dietrich & Liebsch 2000). During the field trip geological evidences will presented for the Quaternary history of Usedom Island as well as examples of coastal protection measures (fig. 2 & 3).

## Stop 1: Steilufer der Halbinsel Gnitz – Sedimentstrukturen eines Kames

*Cliff along the Gnitz peninsula – Sediment structures within a kame*

Im Westen und Süden der Halbinsel Gnitz sind pleistozäne Sedimentabfolgen in mehreren Kliffaufschlüssen (jährliche Rückgangsraten in der Größenordnung von 10 cm pro Jahr) der direkten Beobachtung zugänglich. Die Halbinsel erstreckt sich Nord-Süd und wird durch den Bodden „Achterwasser" begrenzt. Morphologisch ist die Landform als Kame anzusprechen, die Profilabfolge umfasst (spät-)pleistozäne, siliziklastische Ablagerungen (Abb. 3 & 4). Direkte Datierungen der Sedimente liegen nicht vor. Das längste aufgeschlossene Profil misst 1460 m bei einer maximalen Höhe von 31 m. Der Aufschluss ist nicht leicht zugängig, da das Steilufer teilweise sehr dicht bewachsen ist und der Wasserspiegel häufig bis an den Klifffuß reicht. Der Stop liegt in einem Naturschutzgebiet.

### Profilbeschreibung (vom Liegenden zum Hangenden):

**Unteres Diamikton**: Das Sediment wird als subglazial abgelagerter *lodgment till* interpretiert. Das Sediment ist grau, unsortiert, geklüftet, ton-reich und stark kompaktiert. Es weist einen hohen Geschiebegehalt auf, dominiert von kreidezeitlichen Gesteinen. Die maximale Mächtigkeit im Aufschluss beträgt 11 m. Die Oberfläche ist uneben, teilweise taucht sie unter das Strandniveau ab. Lokal ist die Hangendgrenze als Auswaschhorizont zu beschreiben.

**Blau-grauer Ton**: Es wird von glazilimnischen Ablagerungsbedingungen (Suspensionsfracht) ausgegangen. Die Ablagerungen sind durch feine horizontale Schichtung gekennzeichnet. Diese werden aus abwechselnd hellen und dunklen Lagen aufgebaut, die vermutlich auf jahreszeitliche Wechsel im Sedimentangebot zurückzuführen sind (Warven). Die maximale Mächtigkeit beträgt 1,8 m. Die Schicht ist nicht durchgängig zu verfolgen. Dort wo der Ton auskeilt sind Schluff und Sand beigemengt.

**Schluff**: Zum Hangenden geht der Ton in einen braunen Schluff über. Dieses häufig bankig auftretende Sediment zeigt unidirektionale Schrägschichtungsstrukturen. Das Ablagerungsmilieu wird als glazifluviatil interpretiert.

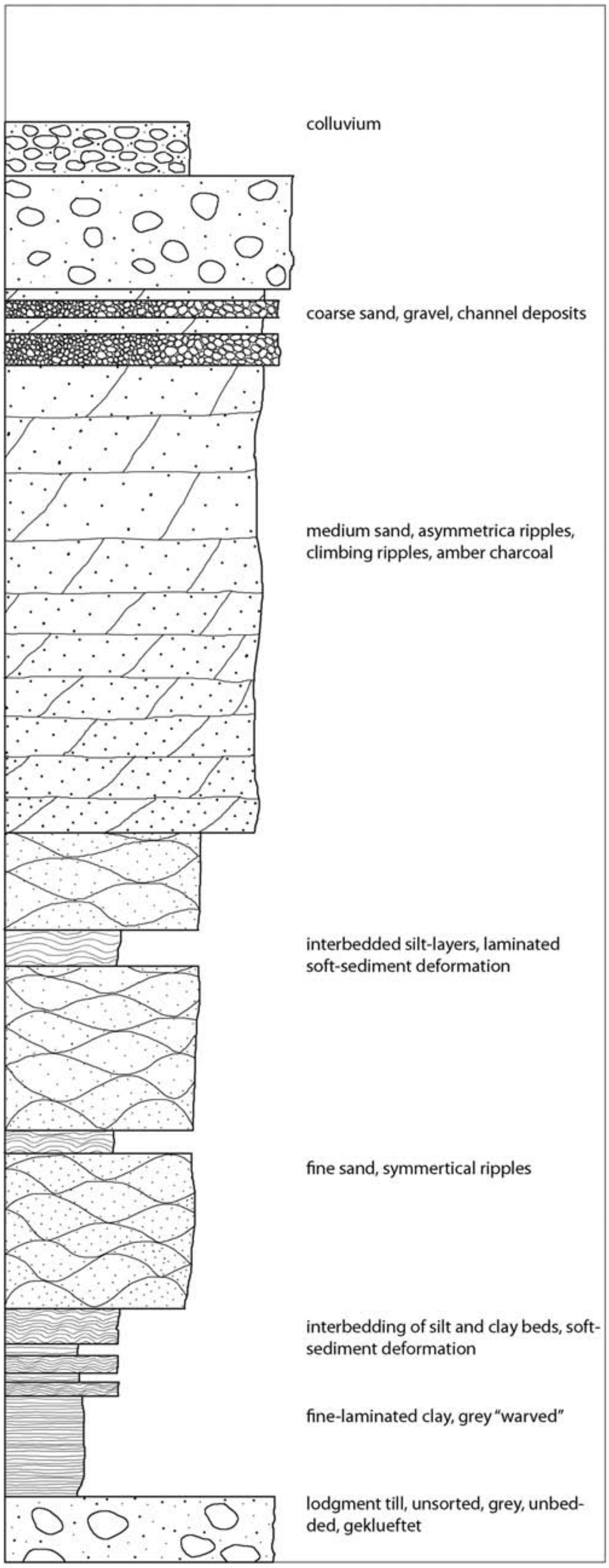
**Sand**: Der Großteil der Profilabfolge wird durch Sand aufgebaut. Es wird von glazifluviatilen Ablagerungsbedingungen ausgegangen. Die Korngröße nimmt zum Hangenden zu. Schrägschichtungsstrukuren sind charakteristisch für die Einheit. Die Abfolge ist durch symmetrische Rippel im Liegenden und asymmetrische Rippel im Hangenden gekennzeichnet. Kletternde Rippel belegen schnelle Sedimentationsraten und ausreichend Sedimentangebot. Lokal sind in die Abfolge Schluffbänke eingelagert, die als *overbank deposits* angesehen werden. Nach oben sind gröberklastische Rinnenfüllungen zu beobachten.

**Oberes Diamikton**: Das Sediment hat eine braune Farbe, es ist schlecht sortiert, Sand dominiert. Lokal ist schwach eine horizontale Schichtung zu erkennen. Es wird von proglazialen Ablagerungen ausgegangen (Schlammstromablagerung, *debris-flow*). Die Mächtigkeit des Diamiktons korreliert mit der Kliffhöhe: dort wo das Kliff niedrig ist, ist das Sediment mächtig, wo das Kliff hoch ist, fehlt das Diamikton teilweise oder ist geringmächtig. Die maximale Mächtigkeit beträgt 14 m.

**Kolluvium**: Die oberen Dezimeter der Abfolge werden häufig durch ein Kolluvium gebildet, teilweise treten auch Kliffranddünen auf. An einigen Orten konnten Feuerstellen mit Holzkohle und Feuersteinartefakte unter dem Kolluvium beobachtet werden.




Abb. 3: Geologisches Profil des Steilküstenaufschlusses "Halbinsel Gnitz".
*Fig. 3: Geological profile of the Pleistocene headland „Gnitz".*




## Lockersediment-Deformationen:

Entlang des gesamten Aufschlusses können Lockersedimentdeformationen beobachtet werden (Hoffmann & Reicherter 2008). Diese sind in der Regel an Sand-Schluff/Ton-Wechsellagerungen gebunden (Abb. 5 & 6). Die Strukturen variieren in der Größe von Millimetern bis Dezimetern. Im Einzelnen können diapirartige Strukuren, Staffelbrüche, Flammenstrukuren, Rutschungen sowie Belastungsmarken (ball and pillow structures) nachgewiesen werden. Der nördliche Kliffabschnitt ist zudem als ein System von Horst- und Grabenstrukturen zu beschreiben.

Als Interpretationsmöglichkeiten dieser Strukuren bieten sich verschiedene Vorgänge und Prozesse an (Beres et al. 2000; Hansen et al. 1961; Hunter et al. 1996; Lowe 1975; Obermeier 1996; Rijsdijk 2001; Sims & Garvin 1995). Dies sind zum Beispiel: glazialtektonische Prozesse, Kryoturbationen unter Permafrost-Bedingungen, synsedimentäre Deformation, Dichteinversion oder auch Entwässerungsprozesse. Alle Strukturen lassen sich jedoch durch Erdbeben-induzierte Bodenverflüssigung erklären (Audemard & de Santis 1991; Chunga et al. 2007; Jolly & Lonergan 2002; Obermeier 1996; Wang 2007). Diese tritt bei Lockersedimenten ein, wenn der Porenwasserdruck plötzlich zu- und somit die Scherfestigkeit abnimmt. Unter der Voraussetzung, dass das jeweilige Sediment von impermeablen Schichten über- und unterlagert wird, resultiert eine der Gravitation entgegengesetzte hydraulische Kraft. Damit einhergehende Deformationen des primären Gefüges sind die Folge. Ausgelöst wird dieser Prozess durch Erschütterungen und Vibrationen. Diese Interpretation führt zu der Hypothese, dass die glazialisostatischen Ausgleichsbewegungen der Lithosphäre im Spätglazial zu einer erhöhten Seismizität führten. Da diese Bewegungen bis heute anhalten, sind weitere Erdbeben nicht grundsätzlich auszuschließen.

Abb. 4: Profilabfolge der Sedimente im Aufschluss "Halbinsel Gnitz".
*Fig. 4: Lithostratigraphy as exposed at the Gnitz peninsula cliff section.*

**Abstract:** A 1 460 m long profile of a Late Glacial subglacial, glacio-fluvial, -limnic and -deltaic sequence exposed at a cliff section on Usedom Island (SW Baltic Sea coast) is described (fig. 3 & 4). The sequence is up to 31 m thick and shows sedimentary structures typical for a glacial setting. Soft sediment deformation is encountered and is associated with changes in lithology (fig. 5 & 6). These deformations include liquefaction, slumping and faulting. As the most plausible cause earthquake induced shaking is discussed. The associated neotectonic activity is seen as a consequence of the postglacial isostatic crustal rebound. As the deglaciation earthquake ratio diminishes with time and as the rebound is phasing out no large earthquakes are anticipated for Northern Germany; although in conclusion the lithosphere of the North German Basin has to be regarded as weakened by repeated ice-loading and deloading.

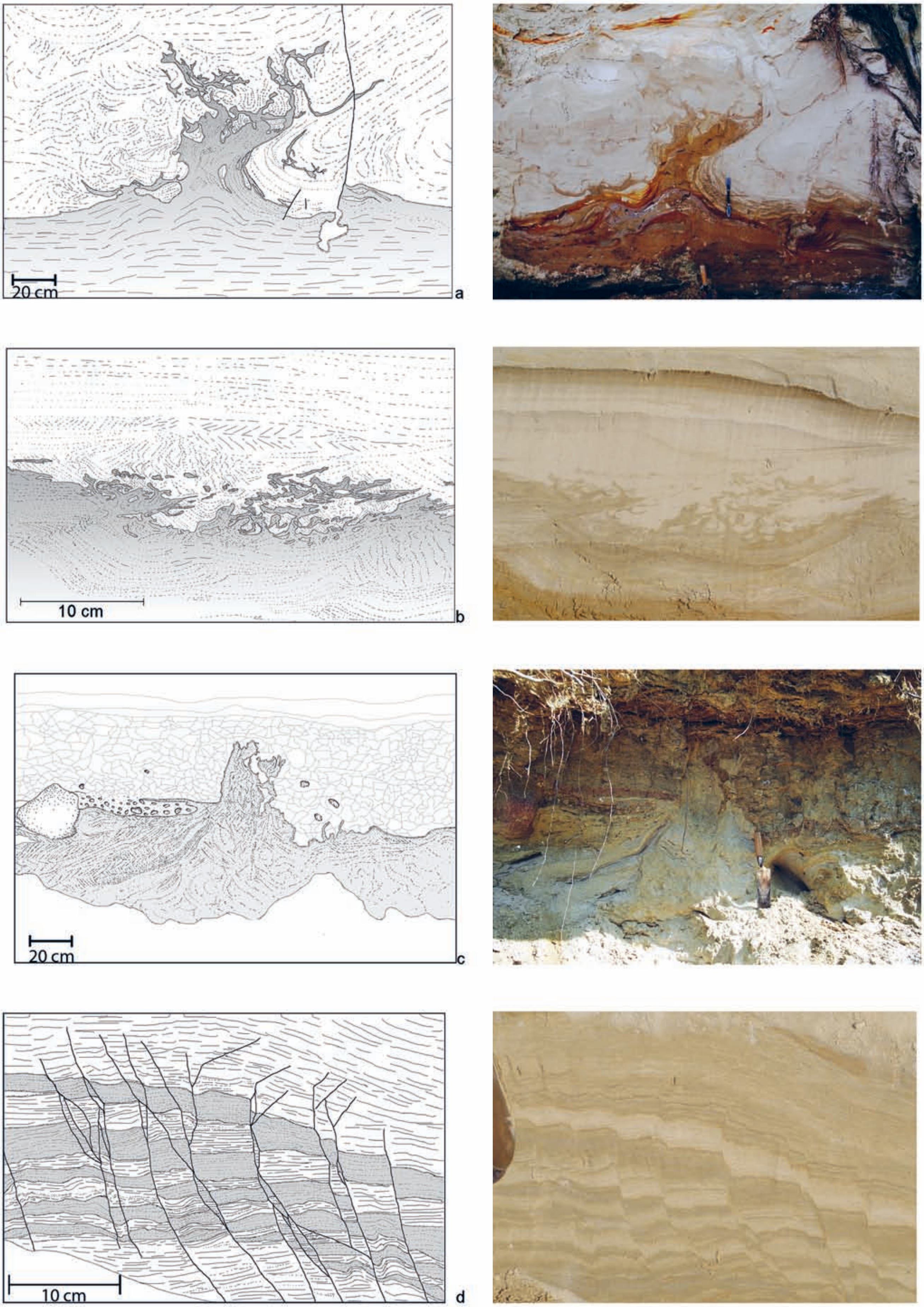



Abb. 5: Sedimentdeformationen in der pleistozänen Abfolge. (a), (b): Flammenstruktur; (c): Sand-Diapir; (d) Staffelbruch.

*Fig. 5: Soft-sediment-deformation within the Pleistocene sequence. (a), (b): flame-structure; (c): sand venting; (d): Series of normal faults.*

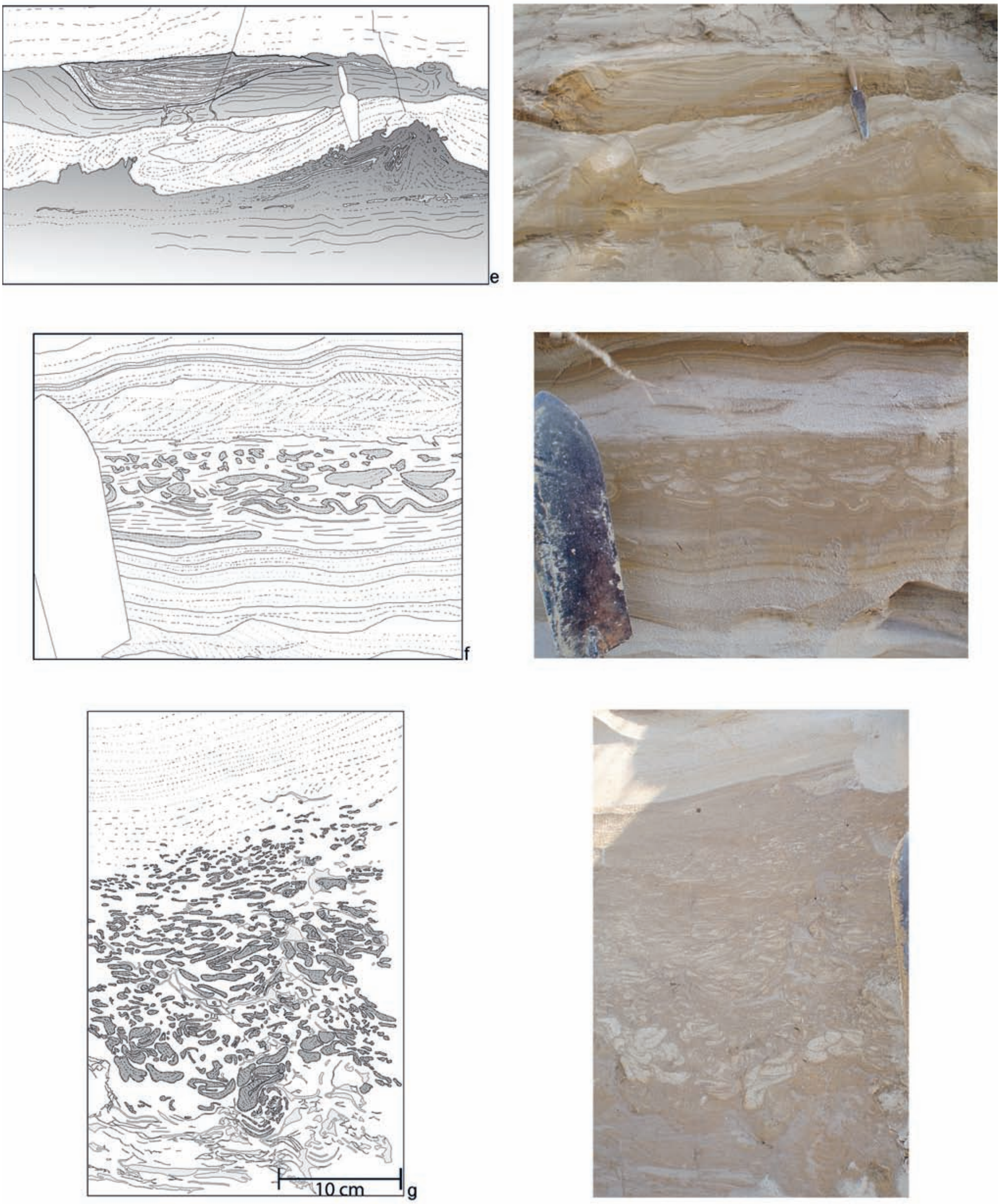



Abb. 6: Sedimentdeformationen in der pleistozänen Abfolge. (e): Rutschung; (f), (g): Belastungsmarken.
*Fig. 6: Soft-sediment-deformation within the Pleistocene sequence. (e): slumping; (f), (g): balls and pillow structures.*

## Stop 2: Strand bei Koserow – Sedimentdynamik und Küstenschutz

*Beach near Koserow – sediment dynamics and coastal protection*

### Küstendynamik:

Da die südliche Ostseeküste ein nur flaches Relief aufweist, ist ein Groβteil der Küstenlinie Mecklenburg-Vorpommerns überflutungsgefährdet. Die Gesamt-Küstenlänge des Bundeslandes beträgt 1.945 km, auf die Auβenküste entfallen lediglich 377 km. Davon sind 249 km im Rückgang und dauerhaft durch Sandmangel auf der Schorre und auf dem Strand geprägt (StAUN Rostock 2009). Steilküsten machen nur 185 km der Gesamtküste aus, der überwiegende Anteil ist Flachküste. Das Ziel des Küstenschutzes ist die Stabilisierung der Uferlinie. Aufgabe des staatlichen Küstenschutzes in Mecklenburg-Vorpommern ist der direkte Schutz der Menschen und Sachwerte in zusammenhängend bebauten Gebieten an der Küste. Die rechtliche Grundlage bildet das Landes-Wassergesetz. Die Zuständigkeit liegt beim Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz, die Umsetzung erfolgt durch das Staatliche Amt für Umwelt und Natur Rostock, Abteilung Küste. Für den Küstenschutz des Landes werden jährlich ca. 15 Mio. Euro eingesetzt. Die Küstenschutzmaβnahmen seit 1990 haben 183 Mio Euro gekostet (Stand: 2005). Schwerpunktmaßnahmen dabei sind Buhnenbau, Sandaufspülungen, Dünenverstärkungen, Deich- und Wellenbrecherbau (Abb. 7). Starre Baukörper haben sich nicht bewährt, da sie zu einem verstärktem Uferrückgang in benachbarten Gebieten führen und häufig auch ein ästhetisches Problem im Naturraum Küste darstellen.

Der langjährig gemittelte Küstenrückgang in Mecklenburg-Vorpommern beträgt 34 m in 100 Jahren. Dieser Wert varriert aber sowohl räumlich (Maximalwert: Rosenort: 210 m/100 Jahren) als auch zeitlich und ist nicht als kontinuierlicher Prozess zu verstehen. Hohe Rückgänge treten vor allem bei starker Seegangsbelastung bedingt durch Sturmfluten auf (Abb. 8). So wurden Rückgänge bis zu 30 m durch sturminduzierte Massenbewegungen an Steilküsten beobachtet. Der Wasserstand der Ostsee wird nicht durch Gezeiten, sondern durch Wind beeinflusst. Für das Eintreten einer Sturmflut sind meteorologische und hydrologische Vorgänge bestimmend. Als Einflussfaktoren gelten insbesondere: Füllungsgrad, Schwingungs-, Wind- und Buchtenstau. Entscheidend für den erosiven Effekt (und somit das Schadenspotential) von Sturmfluten sind die Parameter Verweildauer, Wasserstand und Seegang. Das Bemessungshochwasser der Küstenschutzanlagen bezieht sich auf die höchste messtechnisch aufgezeichente Sturmflut (Abb. 8). Diese trat am 12.-13.11.1872 ein, forderte 210 Menschenleben verursachte einen hohen materiellen Schaden. Die gemessenen Scheitelwerte der Flut erreichten bis zu 2,98 m über Mittelwasser. In diesem Zusammenhang ist festzustellen, dass bei Überlagerung der verschiedenen Parameter höhere Wasserstände möglich sind und geologische Untersuchungen im Küstenraum diese auch belegen konnten.

### Surmflutdenkmal Damerow:

Nördlich von Koserow liegt die schmalste Stelle Usedoms. Die als Damerower Durchbruchstelle bekannte Landbrücke ist lediglich 300 m breit. Seit 1736 ist die Insel hier nachweislich fünfmal durchgebrochen. An dieser Stelle befand sich das Dorf Damerow, dass durch die schwere Sturmflut im November 1872 zerstört wurde. Die restlichen Gebäude sind durch einen abermaligen Sturm im Jahre 1874 endgültig den Fluten zum Opfer gefallen. Heute befindet sich an der Stelle der Ortschaft ein Gedenkstein.

### Strandprofil:

Ziel des Küstenschutzes an dieser Stelle ist ein erneutes Durchbrechen der Insel zu vermeiden. An diesem Strandabschnitt sind die Küstenschutzanlagen exemplarisch ausgebildet. Die Verteidigungslinie besteht aus einem System unterschiedlicher Maβnahmen:

### Buhnen:

Auf der Schorre sind hier senkrecht zur Uferlinie Buhnen gerammt. Diese führen zu einer seewärtigen Verlagerung der uferparallelen Brandungsströmung und führen zur Akkumulation von Sand, die Wellenenergie wird reduziert. Die Buhnenreihen reichen bis zu 80 m in die See und sind 60 m voneinander entfernt. Die durchschnittliche Lebensdauer beträgt ca. 50 Jahre. Seit 1993 gibt es allerdings ver-

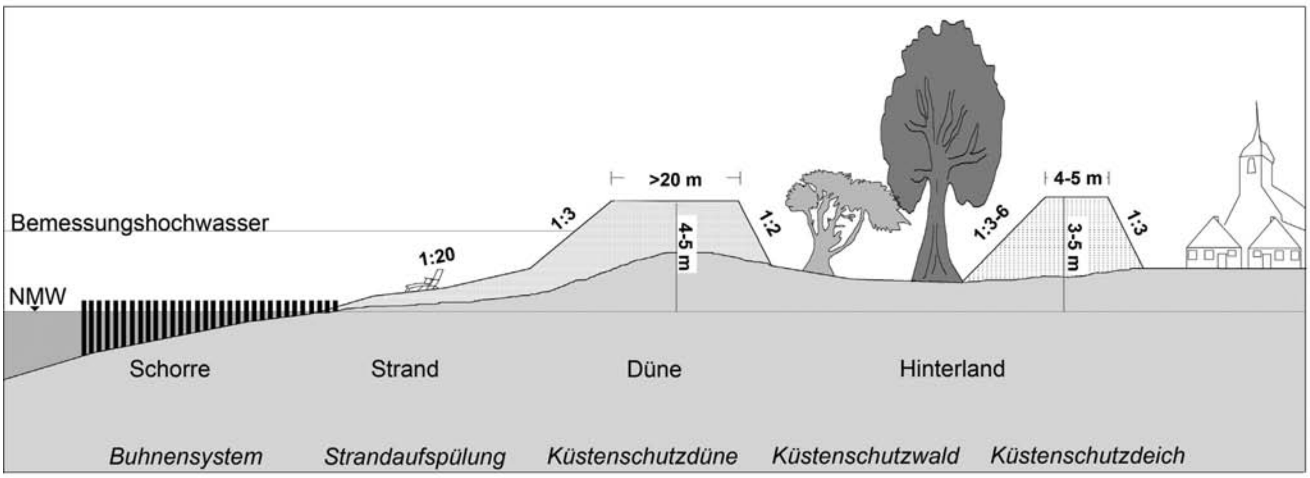



Abb. 7: Schematische Darstellung der Küstenschutzanlagen in Mecklenburg-Vorpommern.

*Fig. 7: Sketch of the coastal protection measures in Mecklenburg-West-Pomerania.*

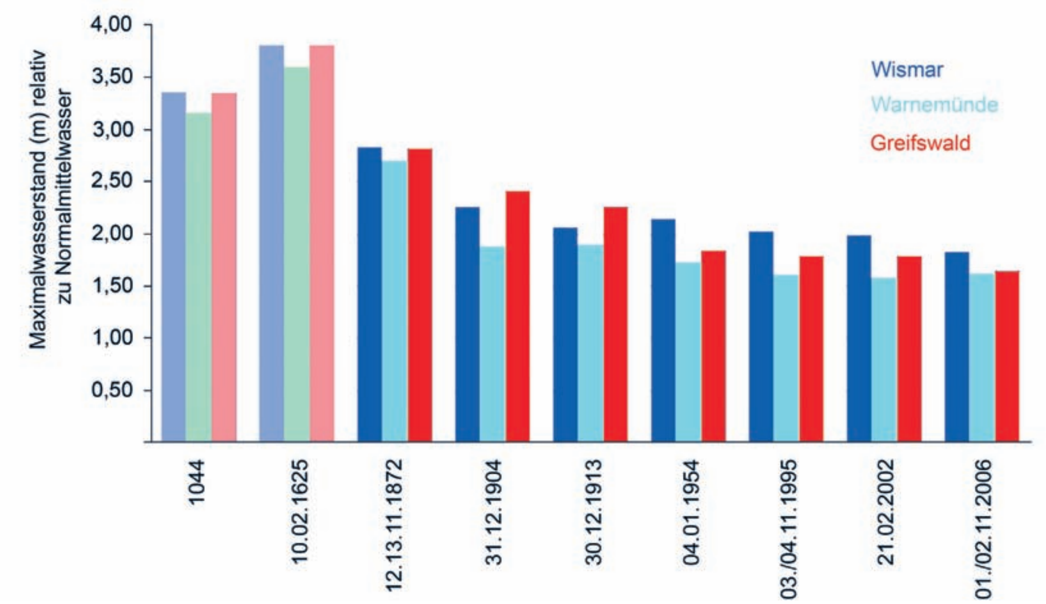



Abb. 8: Höchstwerte von Sturmfluten in ausgewählten Orten Mecklenburg-Vorpommerns (StAUN Rostock 2009).

*Fig. 8: Maximum values of storm surges in some cities along the coastline of Mecklenburg-West-Pomerania (StAUN Rostock 2009).*

mehrt Probleme mit dem Schiffsbohrwurm (*Teredo navalis*), da dieser das Holz der Buhnen angreift und zerstört. Alternative Werkstoffe (Stahlbeton, Kunststoffe) bewähren sich aus unterschiedlichen Gründen nicht. Möglich ist die Imprägnierung heimischer Hölzer (Kiefer). Hier bestehen aber Probleme hinsichtlich der Toxizität. Daher nutzt man momentan FSC-zertifiziertes Tropenholz (*Minquartia guianensis*), das nicht von dem Schiffsbohrwurm angegriffen wird.

## Strandaufspülungen:

In Mecklenburg-Vorpommern werden jährlich ca. 900.000 $m^3$ Sand künstlich als Strand und Düne verbaut. Das Material für die Aufspülungen wird offshore gewonnen. Das Volumen ist so kalkuliert, dass auch bei längerer Verweildauer des Sturms nicht die gesamte Düne erodiert werden kann.

## Küstenschutzwald:

Sollte die Düne erodiert und überspült werden, so wird die Wellenenergie durch den Küstenschutzwald minimiert.

## Deich:

Der Deich stellt den letzten Punkt in der Verteidigungsanlage dar. Die Deiche sind seeseitig flacher mit dem Ziel, die Wellenenergie aufzunehmen und der Erosion standzuhalten.

**Abstract:** This stop is at the narrowest part of the island (300 m). It is therefore a dangerous breach place along the low lying coast. New measures of coastal protection have to be adopted here to prevent the island from splitting in two (fig. 7). From the sea to the land they comprise groins, beach nourishment, strengthening of dunes, coastal protection forest and elevation of the dykes. The structures are designed to withstand the highest recorded storm surge which took place in 1872 (fig. 8).

# Stop 3: Streckelsberg bei Koserow – Küstenschutz und Massenbilanz

*Streckelsberg near Koserow – coastal protection measures and sediment budget*

## Küstenschutzmaßnahmen:

Der Streckelsberg ist mit 56 m eine der höchsten Erhebungen der Insel und bildet einen vorspringenden Punkt an der Außenküste. Diese geographische Lage ist verantwortlich für hohe Rückgangsraten (90 m/100 Jahren). Die Abfolge der hier anstehenden spätpleistozänen Sedimente (Malmberg-Persson 1999) ist vergleichbar mit der Abfolge auf dem Gnitz. Im Liegenden steht das Untere Diamikton an, das an der Außenküste diapirartig in relativ regelmäßigen Abständen über Strandniveau aufragt. Darüber folgen glazifluviatile Fein- bis Mittelsande, überlagert vom Oberen Diamikton und schließlich Kolluvium und/oder Kiffranddüne.

Der Streckelsberg war Anfang des 19. Jahrhunderts fast vollständig waldfrei. Da oberflächennah hauptsächlich Sand ansteht, verursachte der Seewind beträchtliche äolische Umlagerungen, die ein zunehmendes Problem für den Ort Koserow wurden. Die Problematik wurde durch den spätern Oberförster des Forstamtes Neu Pudagla Schrödter durch (Wieder-)Aufforstung des Streckelsberges nachhaltig gelöst.

Um den hohen Küstenrückgang zu stoppen, wurde bereits Ende des 19. Jahrhunderts am Fuße des Streckelsberges eine Uferschutzmauer errichtet. Dieses starre Bauwerk hatte jedoch Einfluss auf die gesamte Küstendynamik. Aufgrund von Sedimentdefiziten kam es nördlich und südlich des Steilufers zu verstärkter Erosion, zudem wurde das natürliche Profil der Schorre gestört: der gesamte Strand erodierte. Die Mauer musste mehrfach nach Stürmen instand gesetzt werden. Nach der schweren Sturmflut von 1995 wurde das Bauwerk schließlich ganz aufgegeben und alternative Lösungen, die die umliegenden Küstenbereiche einschließen, wurden umgesetzt (StAUN Rostock 2009). Direkt vor dem Streckelsberg wurden drei Wellenbrecher in einer Entfernung von 200 m von der damaligen Küsten-

linie errichtet. Diese sind jeweils 200 m lang. Damit wird die Seegangsenergie am Klifffuß reduziert. Zusätzlich wurde eine 615 m lange Schwergewichtsmauer am Klifffuß errichtet sowie in den nördlich und südlich anschließenden Küstenbereichen Buhnenreihen gerammt. Die heutige Küstenlinie ist durch Tomboli (Sandhöfte) landwärtig der Wellenbrecher gekennzeichnet (Abb. 9). Der Küstenrückgang an dieser Stelle ist damit aufgehalten. Die Sedimentdefizite in den angrenzenden Küstenbereichen bestehen weiter und müssen durch wiederholte Strandaufspülungen ausgeglichen werden.

## Massenbilanzierung:

Die ältesten verlässlichen Karten der südlichen Ostseeküste (schwedische Matrikelkarten) sind etwas älter als 300 Jahre. Sie bilden die Grundlage einer volumetrischen Berechnung des Küstenrückgangs über diesen Zeitraum. Für den Streckelsberg ergibt sich ein Abtragungsvolumen von rund 40 Mio $m^3$ seit 1693 (130.000 $m^3$/a), davon sind 60% nördlich und südlich wieder angelandet worden (Staun Rostock 2009). Der mittlere Küstenrückgang beträgt 90 m/100 Jahren. Um die längerfristigen Tendenzen zu bestimmen, wurden die holozänen Sedimentvolumina in den angrenzenden Seesandebenen bilanziert (Hoffmann & Lampe 2007). Das am Steiluferabschnitt des Streckelsbergs ermittelte Gesamtvolumen der seit Einsetzen der Littorinatransgression erodierten Sedimente beträgt $760*10^6$ $m^3$ (95 000 $m^3$/a) Der Rückgang der Küste beträgt maximal 2.400 m. Aus diesen Daten ergibt sich eine Intensivierung des Küstenrückgangs in den letzten 300 Jahren. Dies wird durch Änderungen in der Anstiegsrate des relativen Meeresspiegels erklärt. Die Ergebnisse befürfen weiterer Untersuchungen in anderen Küstenabschnitten um regionale Unterschiede und statistische Unsicherheiten zu ermitteln.



Abb. 9: Luftbild des Strecklsberges. Deutlich zu erkennen sind die drei Wellenbrecher und die Tomboli (Foto R. Lampe).

*Fig. 9: Aerial view of the Strecklsberg. The offshore breakers are clearly visible as are the tombola on the beach (Photo R. Lampe).*

**Abstract:** The cliff section of the Streckelsberg is characterized by very high erosion rates. Coastal retreat is in the range of 0.9 m/yr for the last 300 years. A sediment budget approach revealed that the average retreat since the Littorina-Transgression set in was lower and that the total coastal retreat is in the range of 2 400 m (Hoffmann & Lampe 2007). This signals accelerated rise of sea-level since c. 1 000 years and hints on what to expect when sea-level rises faster in the future. Such will cause intensified coastal erosion and eventually the formation of new inlets.

To protect this part of the coast already at the end of the $19^{th}$ century a rampart was constructed. Major storm floods in the years 1904 and 1912/14 partly destroyed the wall, lee erosion and deepening of the shore platform led to further destruction. Therefore new measures of coastal protection were necessary. A complex system of active and passive measures of coastal protection was constructed by the state agency (StAUN Rostock 2009) starting in 1995. The system is composed of three offshore water breakers, beach nourishment and groins to the north and south of the Streckelsberg (fig. 9).

**Stop 4: Gesteinsgarten, Forstamt Neu Pudagla**

*Boulder exhibition, Forest administration Neu Pudagla*

## Gesteinsgarten:

Der Usedomer Gesteinsgartens am Forstamt Neu Pudagla vermittelt allgemeinverständlich die an globale Klimavariationen gekoppelten Umweltveränderungen der jüngeren Erdgeschichte: Geschiebe als mächtige Zeugnisse der Eiszeiten. Der Gesteinsgarten ist eine ganzjährig geöffnete Freiluftausstellung von Großgeschieben und durch die enge Kooperation zwischen der Landesforstverwaltung Mecklenburg-Vorpommern und der Universität Greifswald entstanden (Hoffmann & Dietrich 2002, 2004 a, b, Hoffmann et al. 2006). In einen Waldlehrpfand eingebunden, werden dem Besucher die Zusammenhänge zwischen der belebten und der unbelebten Natur nahe gebracht. Die Ausstellung umfasst zurzeit rund 140 Großgeschiebe (Abb. 10), deren Fundpunkte ausschließlich auf der Insel Usedom liegen. Ein Hauptanliegen der Ausstellung ist es, möglichst viele Leitgeschiebe zu präsentieren. Diese wurden entsprechend ihrer Herkunftsgebiete auf dem Gelände des Geschiebegartens angeordnet. Das Ausstellungskonzept vermittelt dem Besucher zunächst einen umfassenden Einblick in die Geologie Skandinaviens sowie des Ostseebeckens. Der ca. 300 m lange Rundweg entspricht dabei einer Wanderung durch die Herkunftsgebiete und führt den Besucher über Bornholm und Schweden nach SW-Finnland und schließlich auf dem Grund der Ostsee zurück nach Norddeutschland.

Die Besucher (Zielgruppe: interessierte Laien, Schülergruppen) sollen dabei die Möglichkeit erhalten, sich die Vielfalt der Gesteine und der landschaftsgenetischen Prozesse auch ohne eine fachkundige Führung zu erschließen. Um dies zu erreichen, wurde ein mehrstufiges Informationsangebot geschaffen. Auf kleinen Tafeln entlang des Weges sind Angaben zur Petrographie, zur Herkunft, zum Fundort sowie zum Alter der Gesteine zu finden. Große Schautafeln thematisieren die eiszeitliche Entwicklung der Insel sowie die Gesteinsgenese und deren Klassifizierung. Schließlich wurden Angaben zu typischen Leitgeschieben und ihrer Charakteristika zusammengestellt. Ein kostenlos erhältliches, umfangreiches Faltblatt (Auflagenhöhe 40.000) vertieft die Thematik und soll dem Besucher auch als Erinnerung an den Gesteinsgarten dienen. Begleitend zur Ausstellung ist ein reich bebildertes Taschenbuch über die wichtigsten Leitgeschiebe erschienen (Dietrich & Hoffmann 2004). Letzteres versetzt den Leser in die Lage, eigene Funde zu bestimmen und gegebenenfalls einem Herkunftsgebiet zuzuordnen. Fachkundige Führungen werden durch Mitarbeiter des Forstamtes angeboten, bei vorheriger Anmeldung auch durch Mitarbeiter des Instituts für Geologie und Geographie der Universität Greifswald.

Seit der Eröffnung des Gesteinsgartens im Jahr 1999 ist ein stetig steigendes Interesse an der Ausstellung zu verzeichnen. Besucherzahlen, die jährlich im fünfstelligen Bereich liegen, geben dem Ausstellungskonzept recht und zeigen, wie wichtig es ist, solche Angebote zu schaffen. Zur Popularitätssteigerung trug sicherlich auch die Nominierung zum Außenstandort der Internationalen Gartenbauausstellung (IGA) im Jahr 2003 bei.

Der Gesteinsgarten befindet sich in einem permanenten Wandel, neue Funde kommen hinzu, um das Spektrum an Leitgeschieben zu vergrößern, einige Neuzugänge werden nach ästhetischen Gesichtspunkten ausgewählt. Dies

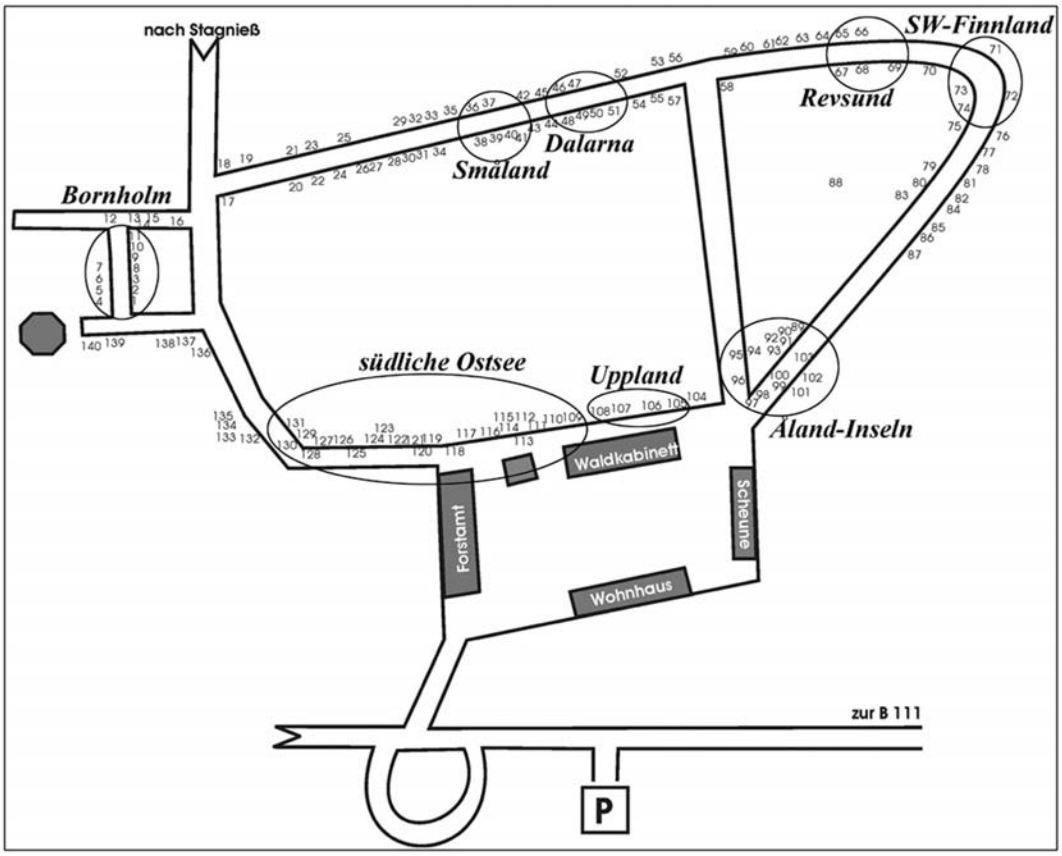



Abb. 10: Lageplan der Findlinge im Usedomer Gesteinsgarten. Die Gesteine sind nach geographischer Herkunft geordnet.

*Fig. 10: Plan of the Usedom rock garden with the source areas of the erratics.*

motiviert die Besucher der Insel Usedom den Gesteinsgarten mehrfach zu besichtigen, es gibt immer etwas Neues zu entdecken.

## Pudagla-Niederung:

Der Gesteinsgarten liegt am Rande einer pleistozänen Geschiebemergelkuppe und grenzt nördlich an die holozäne Pudagla-Niederung an. Mit dem Ziel, die holozäne Verlandungsgeschichte der Seesandebene zu rekonstruieren, sind 63 Rammkernsondierungen bis zur pleistozänen Oberfläche abgeteuft worden (Hoffmann 2004, Hoffmann et al. 2005). Die holozäne Schichtenfolge erreicht eine Mächtigkeit von maximal 25 m und umfasst fluviatile Sande, Torf, marin-brackische Mudden und Sande sowie abschließend eine weitere Torflage (Abb. 11). Die in durchschnittlich 10 m Tiefe angetroffene Torflage ist indikativ für das Einsetzen der Littorinatransgression. Kenntnisse der Sedimentabfolge sowie die räumliche Verbreitung der unterschiedlichen Schichten erlauben eine detaillierte paläogeographsiche Rekonstruktion (Abb. 12). Im Verlaufe der Transgression wandelte sich das Gebiet von einer offenen Bucht zu einem Wind-Watt. An der Außenküste entwickelten sich Strandwälle, die die Bucht um 1 000 BP schließlich abschlossen und die Torfbildung auf der Meeressandebene einleiteten. Eine in dieser Torfschicht gefundene Mooreiche ist am Forstamt im „Waldkabinett“ ausgestellt. Dendrochronologische Untersuchungen ergaben ein Sterbedatum von 800±14 AD.

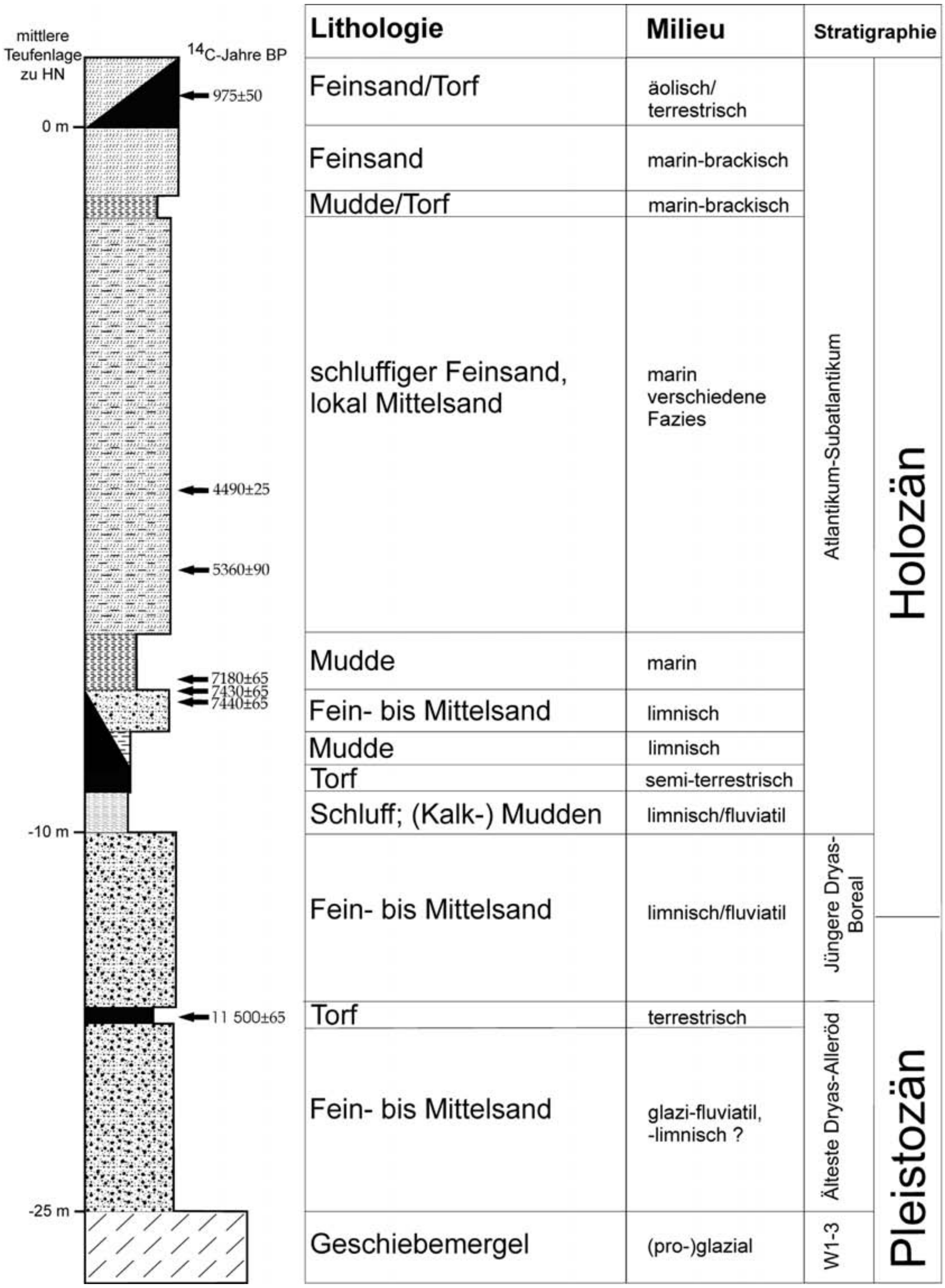



Abb. 11: Normalprofil der Pudagla-Niederung.

*Fig. 11: Sediment sequence of the Pudagla Lowland.*

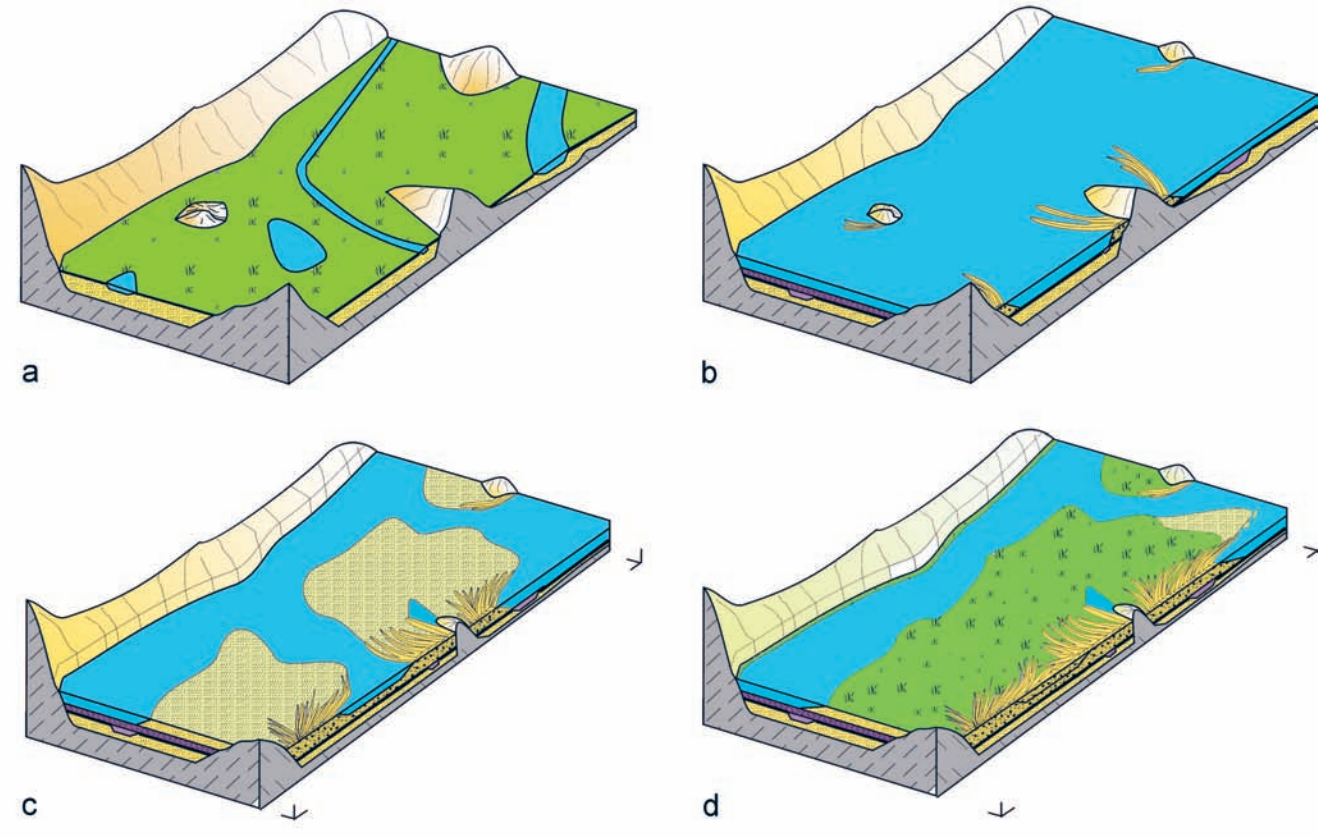



Abb. 12: Modell der Küstengenese an der südlichen Ostsee. (a) Ausgangsrelief; (b) mit Einsetzen der Littorinatransgression wird die Landschaft geflutet; (c) erst mit Abnahme der Meeresspiegel-Ansteigsrate kommt es zur Bildung von Haken und Nehrungen; (d) bei anhaltenden Küstenausgleichsprozessen stabilisiert sich die Uferline.

*Fig. 12: Model of the coastal evolution on the southern Baltic Sea coast. (a) primary topography; (b) onset of the transgression results in flooding of the landscape; (c) only with slower rising sea-level the formation of spits and wind-flats starts; (d) with ongoing coastal adjustment the coastline stabilizes.*

**Abstract:** The exhibition of erratic boulders in the "Usedom rock garden" is a fascinating way to explore the Quaternary history of the island. Furthermore, the 140 erratic boulders displayed represent a wide range of different petrography. This open air exhibition was opened in 1999 as cooperation between the State Forest Agency and the Institute for Geological Sciences of Greifswald University (Hoffmann & Dietrich 2002, Hoffmann et al. 2006). All erratics were exclusively collected on the island. Some of the rocks outweigh several tons. The source areas are Sweden, Finland as well as the Baltic Sea floor and therefore represent Precambrian to Mesozoic ages. Highlights in the exhibition are a polymict conglomerate (see Hoffmann & Dietrich 2004a ,b) and a Nexö-Sandstone (2,3 $m^3$) with parallel glacial striations on the polished surface. The exhibition attracts c. 20 000 visitors a year. Information about each rock can be found on signs along a 300 m long path (fig. 10). A leaflet (free of charge) gives further information. A comprehensive description of typical erratics can be found in Dietrich & Hoffmann (2004).

The rock garden is located on the edge of Pleistocene deposits, forming a small hill. The Holocene Pudagla Lowland borders to the south. To reconstruct the postglacial coastal evolution this lowland was intensively cored (Hoffmann et al. 2005). A total of 63 cores penetrate the Late Pleistocene and Holocene sequence which is up to 25 m thick. The sequence compromises (fig. 11): glacial till at the base, overlain by sandy freshwater deposits (maximum thickness 10 m). A peat layer marks the onset of the Littorina-transgression. The marin-brackish Holocene sequence is 8-10 m thick and dominated by sandy deposits which show a coarsening upward trend. During the transgression the area transformed from a bay to a wind-flat (fig. 12). On the outer coast a system of beach-ridges developed. At around 1 000 BP the beach ridges isolated the wind-flat and peat developed. An oak tree found in this peat was dated by means of dendrochronology to 800±14 yr. AD. The trunk is displayed in the exhibition"Waldkabinett"at the site of the forest administration.

## **Stop 5:** Aussichtsturm bei Sallenthin – See-Genese

*Watchtower near Sallenthin – Lake development*

Von dem Aussichtsturm hat man einen guten Überblick über die Morphologie des südlichen Inselteils. Die pleistozänen Ablagerungen bilden Hügel. Neben zahlreichen kleineren Seen in der Umgebung bilden der Schmollensee und der Gothensee (~ 4 km²) zwei größere Gewässer. Sie liegen in holozänen Niederungen. Die in den Seen akkumulierten Sedimente werden von Kerstan (2001), Voss (2001) und Kerstan et al. (2002) beschrieben. Die holozäne Abfolge ist >10 m mächtig. Für das Mittlere und Späte Holozän konnten durch lithologische und palynologische Befunde sowie anhand von Diatomeen-Untersuchungen lagunär-brackische Bedingungen rekonstruiert werden (Abb. 13). Limnische Bedingungen sind erst seit ca. 1.000 Jahren evident. Die Isolierung der Seen von der Ostsee steht in Zusammenhang mit der Küstenentwicklung. Mit fortschreitender Erosion an den Steilufern und Akkumulation in den flacher liegenden Küstenbereichen wurden die Seen sukzessive von der Außenküste abgeschnitten.

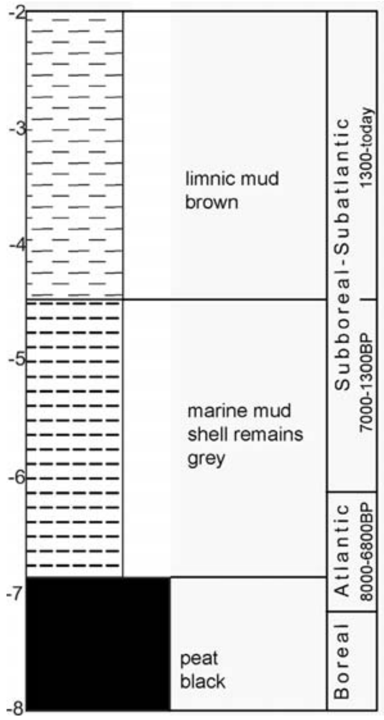



Abb. 13: Normalprofil des Schmollensees. Die Teufenangaben sind in Metern unter Wasseroberfläche. Die Altersangaben basieren auf pollenanalytischen Untersuchungen.

*Fig. 13: Sediment sequence of lake Schmollensee. Depth is in meter below lake level. Estimated ages based on pollen analysis.*


**Abstract:** The view from the watch tower gives an impression of the island's morphology. The Pleistocene deposits – mostly glaciofluvial sand – form hills. Besides several small lakes the Schmollensee and Gothensee (~ 4km²) lie imbedded in the landscape bordered by Holocene coastal lowlands. Kerstan (2001) and Voss (2001) (summarized in Kerstan et al. 2002) investigated the evolution of the two larger lakes by analysing seven sediment cores. The Holocene sequence recorded is <10 m thick. Lithological, diatomological and palynological data reveal brackish conditions during the Middle to Late Holocene in the lake basins indicating a lagoonary environment (fig. 13). Only for the last c. 1 000 years limnic environments are postulated. The isolation of the lake basins from the Baltic Sea is associated with the coastal evolution. Continuous erosion of Pleistocene headlands and transport of the material along the shore resulted in growing beach ridges and consolidation of the coastline, thereby cutting off the lagoons (Bodden) and lakes.


## **Stop 6:** Kamminke – Holozäne Entwicklung der Swine-Niederung und des Oderhaffs

*Kamminke – Holocene evolution of the Swine delta and the Oder estuary*

### Entwicklung der Swine-Niederung

Der Exkursionspunkt befindet sich oberhalb der Ortschaft Kamminke im Süden der Insel Usedom, unmittelbar an der Grenze zu Polen. Von einem fossilen Kliff aus sind das Oderhaff sowie die Swine-Niederung zu erkennen. Die Swine-Niederung ist eine der größten holozänen Akkumulationsformen an der südlichen Ostseeküste. Bereits Keilhack (1912) erkannte hier unterschiedliche Dünengenerationen (äolisch umgeformte Strandwälle): Braun-, Gelb- und Weißdünen (Abb. 14). Grundlage dieser Differenzierung sind Unterschiede im Podsolierungsgrad der Böden. Osadczuk (2002) führte eine weitere Generation ein (white dunes I). Durch geomorphologische und pedogenetische Untersuchungen an den Dünen kann die Entwicklungsgeschichte der Swine-Niederung rekonstruiert werden. Die Braundünen bilden die ältesten Formen. Sie sind Nord-Süd orientiert, verlaufen parallel und sind an den pleistozänen Inselkernen aufgehängt. Prusinkiewicz & Noryśkiewicz (1966) datierten Torflagen aus den Riegen zwischen den Strandwällen und belegen somit subboreale bis subatlantische Bildungsalter der Dünen. Seeseitig schließen die Gelbdünen an. Sie progradieren in Richtung der Swinemündung. Direkt an der Küste befinden sich die Weißdünen. Dies sind die jüngsten und auch höchsten Bildungen.


**Abstract:** This stop is situated on a fossil cliff in Kamminke overlooking the Szczecin Lagoon and the Świna barrier (fig. 2). The barrier stretches about 20km between two Pleistocene headlands and therefore is one of the largest Holocene accumulation forms on the entire SW Baltic Sea coast. First geomorphological and pedological investigations date back to Keilhack (1912) who distinguished three complexes of dune generations (fig. 14). Due to different stages of podsolization (and therefore different ages) "brown", "yellow" and "white" dunes were mapped. Modern investigations by Osadczuk (2002) revealed a fourth unit, termed „white dunes I". Differences in orientation, size and soil development of the four units give indications about the development of the Świna barrier.

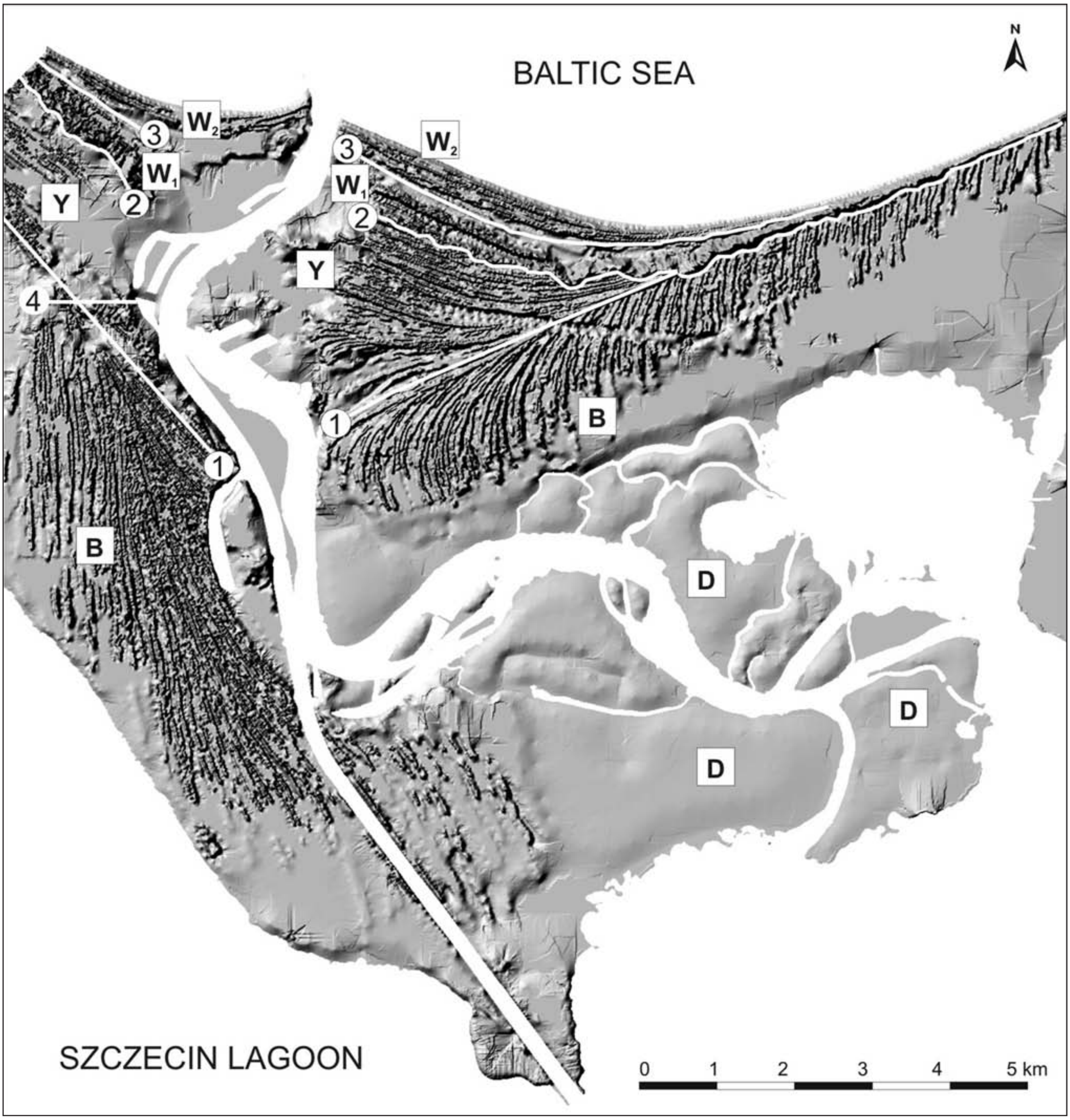



Abb. 14: Reliefkarte der Swine-Niederung (Osadczuk 2002). B- Braundünen, Y – Gelbdünen, W1 – Weiβdünen, W2 – Weiβdünen II, 1 – Grenze zwischen Braun- und Gelbdünen, 2- Grenze zwischen Gelb- und Weiβdünen, 3 – Grenze zwischen Weiβ- und Weiβdünen II, 4 – alte Grenze zwischen Braun- und Gelbdünen (nach Keilhack 1912).

*Fig. 14: Shaded relief map of the Świna Barrier (Osadczuk 2002). B - brown dunes, Y - yellow dunes, W1 - white dunes I, W2 - white dunes II, D - back delta, 1- border between brown and yellow dunes, 2 - border between yellow and white dunes I, 3 - border between white dunes I and white dunes II, 4 - old border between brown and yellow dunes (according to Keilhack, 1912).*

The brown dunes represent the oldest phases of coastal aggradations. They are North-South orientated, parallel and developed as beach ridges attached to the Pleistocene headlands. $^{14}$C-dates (Prusinkiewicz & Noryśkiewicz 1966) of peat bogs situated in swales between the ridges indicate a formation during the Subboreal and Subatlantic. The yellow dunes discordantly follow in offshore direction and fan out progradational to the mouth of the Świna. The white dunes compromise the highest dunes situated at the outer coast. They are sinuous in shape and in places transgressively overlie the yellow dunes. Keilhack (1912) concluded the white dunes to be younger than 300 years.

## Entwicklung und Umweltprobleme des Oder-Haffs

Die Oder ist mit einem Einzugsgebiet von 123.500 km² (davon 80% auf polnischem Territorium) und 539 m³/s mittlerem jährlichen Abfluß der fünftgrößte Zufluß der Ostsee. Ihr Mündungsraum, das Oderästuar = Stettiner Haff, umfasst eine Fläche von 687 km², die sich über zwei deutlich voneinander getrennte Becken erstreckt. Das östliche Becken gehört zu Polen, wird als Großes Haff bezeichnet und besitzt eine Fläche von 410 km². Das Kleine Haff auf deutscher Seite ist 277 km² groß. Die durchschnittliche Tiefe beträgt 3,8 m, wobei natürliche Tiefen bis 8,5 m auftreten. Der Szczecin und Swinoujscie verbindende Schifffahrtskanal (Piastowski-Kanal) ist 10,5 m tief und muss durch Baggerung offen gehalten werden. Das Stettiner Haff hat mit Swina, Peene und Dziwna drei Verbindungen zur Ostsee mit sehr unterschiedlicher Bedeutung für den Wasseraustausch. 80% des Abflusses werden im Mittel durch die Swina realisiert, 15% durch die Peene und 5% durch die Dziwna.

Bei einer mittleren Schwebstoffkonzentration von 25 mg/l transportiert die Oder jährlich 425.000 t (Leipe et al. 1998) Sedimentmaterial in das Stettiner Haff. Die Nährstoff-Fracht lag im Jahr 2000 bei Gesamtphosphor in der Größenordnung von 3.750 t/a und bei Gesamt-Stickstoff bei 66.500 t/a. Im deutschen Teil ist vor allem die Peene mit einem mittlerem jährlichen Abfluß von 23,4 m³/s bedeutend, an die eine P-Fracht von ca. 70 t/a und eine N-Fracht von 2.400 t/a gebunden sind (Bachor 2005). Abb. 15 zeigt, wie sich vom Übergang vom Großen in das Kleine Haff, über den Peenestrom bis zum Greifswalder Bodden mit dem Übergang in die Oderbucht (= Pommersche Bucht) wichtige ökologische Parameter ändern. Dieser Änderung entspricht ein Wandel von stark eutrophen bis polytrophen Verhältnissen im Kleinen Haff und Peenestrom (Güteklasse 5) zu eutrophen Verhältnissen im Greifswalder Bodden und der Oderbucht (Güteklasse 3, Landesamt... 2008).

Die Oberflächensedimente im Stettiner Haff werden in den Becken durch feinkörnige, organogenreiche Schlicke und in den flachen Randbereichen durch Sande und sandige Schlicke gebildet. Die Schwebstofffracht der Oder beeinflusst hauptsächlich den Zentralteil des Großen Haffs mit der Schifffahrtsrinne des Piastowski-Kanals. Die Sedimentumlagerung erfolgt hauptsächlich der seegangsbedingte Resuspension und gradientengetriebene Strömungen. Die unterschiedliche Belastung der beiden Gewässerteile spiegelt sich auch in den Schwermetallgehalten wider. Entsprechend der geringeren Beeinflussung durch die Oder sind die Schwermetallgehalte des Kleinen Haffs deutlich geringer. Die Oder liefert z. B. 486 t Zn, 100 t Cu und 57 t Pb (1997-2000), die Peene 1,5 t Zn, 0,8 t Cu und 0,4 t Pb (1995-2000). Für das Kleine Haff sind jedoch nur ca. 15% der Oder-Fracht relevant. Die mittlere Konzentration in der Feinkornfraktion (< 20 µm) beträgt 715 mg Zn, 106 mg Pb und 61 mg Cu jeweils pro kg Trockenmasse (nach Bachor 2005). Die räumliche Verteilung wird durch zwei Faktoren gesteuert: die Konzentration organischer Substanz, die vom Rand in Richtung Becken zunimmt (peripher-zentraler Gradient) und dem Ort des Eintrags, wodurch ein Ost-West-Gradient entsteht. Entsprechend werden die höchsten Schwermetallkonzentrationen im Schlickbereich zwischen Kamminke

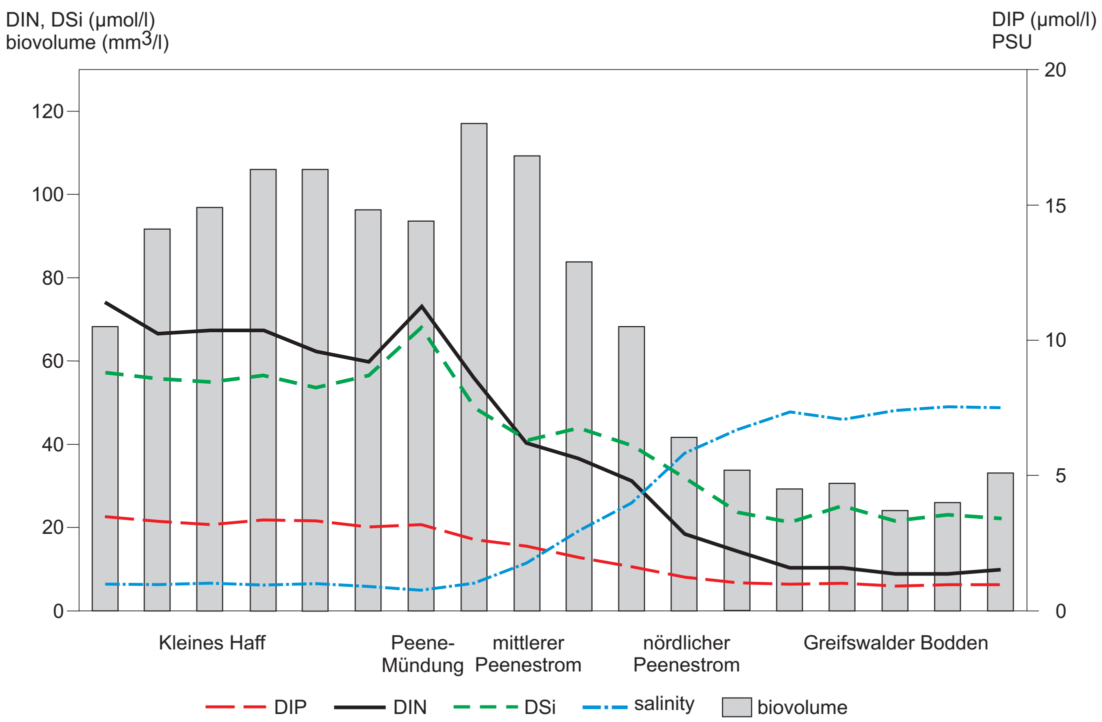



Abb. 15: Ausgewählte Parameter, die den Gewässergütegradienten im westlichen Oderästuar (Kleines Haff – Peenestrom – Greifswalder Bodden) verdeutlichen.

*Fig. 15: Selected parameters exemplifying the water quality gradient in the western Oder estuary (Kleines Haff – Peenestrom – Greifswalder Bodden).*

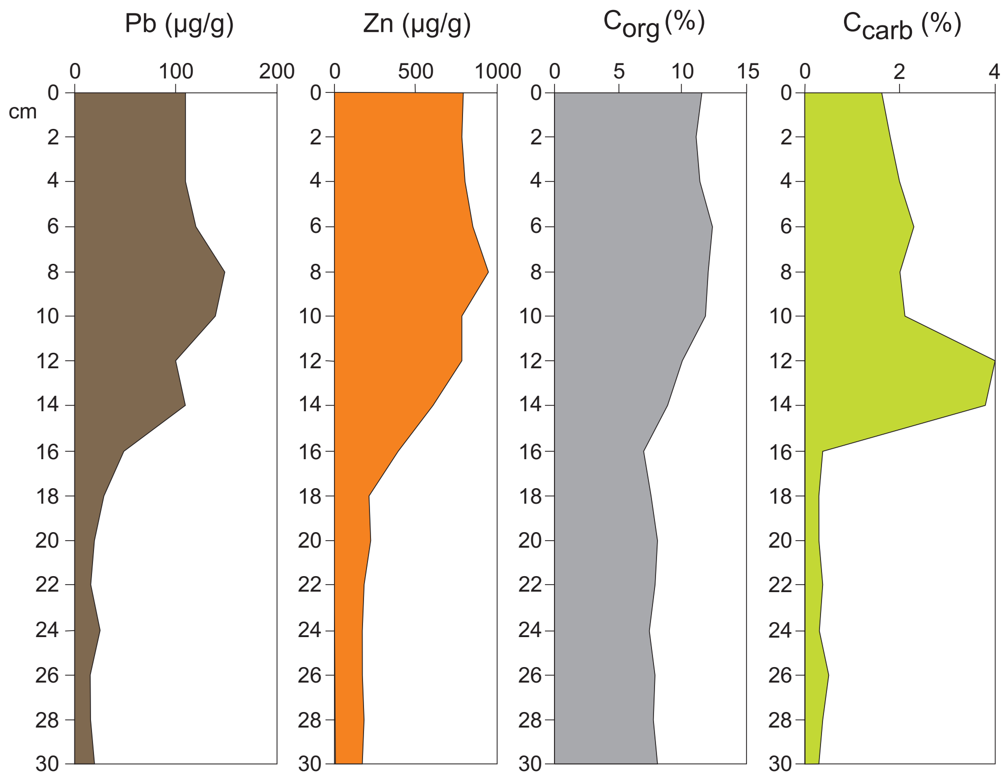



Abb. 16: Vertikale Verteilung ausgewählter Parameter im Schlick des Kleinen Haffs (Leipe et al. 1998).

*Fig. 16: Vertical distribution of selected parameters in mud sediment of the lagoon Kleines Haff (Leipe et al. 1998).*

und Repziner Haken angetroffen. Insgesamt ist aber infolge der starken Exposition gegenüber windinduzierten Umlagerungen die Variabilität (bis auf die sandigen Uferbereiche) gering.

Die Sedimentationsgeschichte ist aus der Analyse von einigen Dutzend Sedimentkernen hinreichend bekannt und in Leipe et al. (1998) und Borowka et al. (2005) beschrieben. Danach sind in beiden Gewässerteilen allerødzeitliche Torfe aus Tiefen um -10 m NHN bekannt (vgl. Abb. 11). Im Großen Haff folgen limnisch-telmatische Ablagerungen, die im Kleinen Haff weitgehend fehlen. Die Littorina-Transgression erreicht den Raum spätestens um 6200 BP. Nach Diatomeenanalysen wird die höchste Salinität zwischen 6.000 und maximal 3.700 BP im Kleinen Haff erreicht, danach macht sich die Abschnürung des Ästuars durch den Küstenausgleich bemerkbar. Ein deutlicher Eutrophierungsschub ist pollenanalytisch der Rodungsphase des 13. Jh. zuzuordnen. Die obersten 10-15 cm sind stark mit Schwermetallen angereichert und weisen sich damit als jünger als 150 Jahre (Beginn der Industrialisierung) aus (Abb. 16). Daraus ergibt sich die maximale rezente Sedimentationsrate von 1 mm/a. Berücksichtigt man nur die Schlickflächen von 385 km², dann entspricht dieser Schicht ein Trockensedimentgewicht von ca. 10 Mio t. Bei einem gegenwärtigen Sedimenteintrag von 495.000 t/a bedeutet dies eine Retention von nur knapp 15% des jährlichen partikulären Eintrags. Für die Gesamtnährstoff-/Schwermetallfracht der Oder ist das Rückhaltevermögen des Ästuars noch weit geringer. Die durch Sedimentation dem Stofftransport jährlich entzogenen Nährstoffmengen belaufen sich im Langzeitmittel auf lediglich 500 t N/a und 80 t P/a, die Schwermetallmengen auf ca. 50 t Zn, 6,5 t Pb und 3 t Cu (nach Leipe et al. 1998, Lampe 1998). Das Ästuar erweist sich damit als wichtiges Reaktions- und Transformationsglied auf dem Transportweg der Stoffe von der Quelle zur Senke in den Ostseebecken. Als vor die Ostsee geschaltetes Filter ist es eher unbedeutend.

**Abstract:** The Oder ist the 5th largest tributary to the Baltic having a discharge area of 123,500 km² and a mean annual discharge of 539 m³/s. Its mouth, the Oder estuary, owns three the outlets Swina, Peene and Dziwna, through which 80%, 15% and 5% of the inflow are discharged. The mean annual fluvial input of sediment material amounts to 495,000 t, and, in 2000, to 3,750 t total-phosphorus and 66,500 t total-nitrogen. The annual input of heavy metals such as Zn, Cu and Pb amounts to 486 t, 100 t and 57 t, respectively (1997-2000).

The sedimentation history is known from the analysis of some dozen sediment cores: above glacigenic and lateglacial sediments soil and peat developed during the Allerød. In the early Holocene limnic and telmatic sediments accumulated. The Littorina transgression reached the estuary not later than 6,200 BP. The salinity decreased after 3,700 BP due to the ongoing growth of spits and barriers at the Baltic coast and the related cut-off of the lagoon. The c. 10-15 cm thick uppermost sediment layer is particularly enriched in heavy metals and point to an accumulation since the beginning of the industrial age about 150 years ago. With the sedimentation rate of 1 mm/yr and the content of nutrients and heavy metals in this layer the filter efficiency of the ecosystem was calculated. The estimation shows that in the long-term mean only 500 t N and 80 t P as well as 50 t Zn, 6.5 t Pb and 3 t Cu are annually deposited and buried in the sediments. That means that the estuary is an important reactor and transformer on the source-to-sink matter transport, but not an effective filter saving the Baltic from terrestrial inputs.

**Literatur** / *References*


Audemard, F.A., de Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. – Bulletin of the International Association of Engineering Geology 44: 5-16.

Bachor, A. (2005): Nährstoff- und Schwermetallbilanzen der Küstengewässer Mecklenburg-Vorpommerns unter besonderer Berücksichtigung ihrer Sedimente. – Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommerns 2/2005: 219 S.

Beres, M., Green, A. G., Pugin, A. (2000): Diapiric origin of the Chessel-Noville Hills of the Rhone Valley interpreted from georadar mapping. – Environmental and Engineering Geoscience 6: 141-153.

Björck, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. – Quaternary International 27: 19-40.

Borowka, R.K., Osadczuk, A., Witkowski, A., Wawrzyniak-Wydrowska, B., Duda, T. (2005): Late Glacial and Holocene depositional history in the eastern part of the Szczecin Lagoon (Great Lagoon) basin-NW Poland. – Quaternary International 130: 87-96.

Chunga, K., Livio, F., Michetti, A.M., Serva, L. (2007): Synsedimentary deformation of Pleistocene glaciolacustrine deposits in the Albese con Cassano Area (Southern Alps, Northern Italy), and possible implications for paleoseismicity. – Sedimentary Geology 196: 59-80.

Dietrich, H., Hoffmann, G. (2004): Steinreiche Ostseeküste – Entstehung und Herkunft der Findlinge. – Verlag Redieck & Schade: 78 pp., Rostock.

Dietrich, R., Liebsch, G. (2000): Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 28: 615-623.

Ekman, M., Mäkinen, J. (1996): Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. – Geophysical Journal International 126: 229-234.

Florek, W. (1996): Late Vistulian and Holocene Development of the Nothern Pomeranian River Valleys and the Influence of Southern Baltic Neotectonics. – Zeitschrift für Geomorphologie NF, SupplBd 102: 169-183.

Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., Jennings, S.C. (1995): Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. – Marine Geology 126: 63-85.

Görsdorf, J., Kaiser, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. – Meyniana 53: 91-118.

Hansen, E., Porter, S.C., Hall, B., Hills, A. (1961): Decollement structures in glacial lake sediments. – Geological Society of America Bulletin 72: 1415-1418.

Harff, J., Lampe, R., Lemke, W., Lübke, H., Lüth, F., Meyer, M., Tauber, F. (2005): The Baltic Sea – A Model Ocean to Study Interrelations of Geosphere, Ecosphere, and Anthroposphere in the Coastal Zone. – Journal of Coastal Research 21(3): 441-446.

Hoffmann, G., Dietrich, H. (2002): Der „Usedomer Gesteinsgarten in Ückeritz“ – eine Beschreibung. – Geschiebekunde aktuell 18(2): 53-55.

Hoffmann, G., Dietrich, H. (2004a): Das polymikte Konglomerat im „Usedomer Gesteinsgarten“ in Ückeritz. – Archiv für Geschiebekunde 3 (8/12): 585-598.

Hoffmann, G., Dietrich, H. (2004b): Der Usedomer Gesteinsgarten in Ückeritz und sein geotouristisches Potential. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 36: 122-127.

Hoffmann, G., Reicherter, K. (2008): Field evidence for neotectonic activity on the SW Baltic Sea (NE Germany). – 33rd International Geological Congress, Oslo, Norway, 06.-14.08.2008.

Hoffmann, G. (2004): Postglacial to Holocene sedimentation history and palaeogeographical development of a barriere spit (Pudagla lowland, Usedom Island, SW Baltic coast). – Polish Geological Institute Special Papers 11: 83-90.

Hoffmann, G., Lampe, R. (2007): Sediment budget calculation to estimate Holocene coastal changes on the southwest Baltic Sea (Germany). – Marine Geology, doi:10.1016/j.margeo.2007.04.014.

Hoffmann, G., Lampe, R., Barnasch, J. (2005): Postglacial evolution of coastal barriers along the West Pomeranian coast, NE Germany. – Quaternary International 133-134: 47-60.

Hoffmann, G., Svenson, C., Dietrich, H. (2006): Großgeschiebe auf den Inseln Rügen und Usedom (Mecklenburg-Vorpommern) – ein geotouristischer Ansatz. – Archiv für Geschiebekunde 5: 313-322.

Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (eds.) (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge University Press: 881p.

Houmark-Nielsen, M., Kjær, K.H. (2003): Southwest Scandinavia, 40-15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. – Journal of Quaternary Sciences 18: 769-786.

Houmark-Nielsen, M., Björck, S., Wolfarth, B. (2006): Cosmogenic $^{10}$Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland': Comments. – Boreas 35(3): 600-604.

Hunter, L.E., Powell, R.D., Smith, G.W. (1996): Facies architecture and grounding-line fan processes of morainal banks during the deglaciation of Coastal Maine. – Geological Society of America Bulletin 108: 1022-1038.

Jolly, R.J.H., Lonergan, L. (2002): Mechanism on the formation of sand intrusions. – Journal of the Geological Society (London, UK) 159: 605-617.

Kaufmann, G. (2000): Ice-ocean mass balance during the Late Pleistocene glacial cycles in view of CHAMP and GRACE satellite missions. – Geophysical Journal International 143: 142-156.

Kaufmann, G., Wu, P., Li, G. (2000): Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia for a laterally heterogeneous earth. Geophysical Journal International 143: 262-273.

Keilhack, K. (1912): Die Verlandung der Swinepforte. – Jahrbuch der Königlich-Preussischen Geologischen Landesanstalt XXXII (2): 209-244.

Kerstan, U. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten der Usedomer Seen (Schmollensee, Kölpinsee). – Thesis, Universität Greifswald.

Kerstan, U., Voss, P., Janke, W., Lampe, R. (2002): Late Quaternary evolution of coastal lakes on Usedom Island . – Greifswalder Geographische Arbeiten 27: 127-129.

Kolp, O. (1981): Die Bedeutung der isostatischen Kippbewegung für die Entwicklung der südlichen Ostseeküste. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften 9: 7-22.

Kramarska, R. (1998): Origin and development of the Odra Bank in the light of the geologic structure and radiocarbon dating. – Geological Quarterly 42(3): 277-288.

Lagerlund, E., Malmberg-Persson, K., Krzyszkowski, D., Johansson, P., Dobracka, E., Dobracki, R., Panzig, W.A. (1995): Unexpected ice flow directions during the Late Weichselian deglaciation of the South Baltic area indicated by a new lithostratigraphy in NW Poland and NE Germany. – Quaternary International 28: 127-144.

Lampe, R. (1998): Das Oderästuar als Filter und Transformator. – Greifswalder Geographische Arbeiten 16: 451-483.

Lampe, R. (2005): Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. – Quaternary International 133-134: 121-136.

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (2008): Gewässergütebericht Mecklenburg-Vorpommern 2003/2004/ 2005/2006: Ergebnisse der Güteüberwachung der Fließ-, Stand- und Küstengewässer und des Grundwassers in Mecklenburg-Vorpommern. Güstrow, 204 S.

Leipe, T., Eidam, J., Lampe, R., Meyer, H., Neumann, T., Osadczuk, A., Janke, W., Puff, T., Blanz, T., Gingele, F.X., Dannenberger, D., Witt, G.: Das Oderhaff – Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen geologischen Entwicklung und anthropogenen Beeinflussung des Oder-Ästuars. – Meereswissenschaftliche Berichte, Institut für Ostseeforschung Warnemünde 28: 61 S.

Lowe, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. – Sedimentology, 22: 157-204.

Malmberg Persson, K. (1999): Lithostratigraphy and palaeoenvironmental development recorded in the coastal cliffs of SE Usedom, Germany. – Eiszeitalter und Gegenwart 49: 71–83.

Müller, U., Rühberg, N., Krienke, H.D. (1995): The pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern. In: Ehlers, J.K., Gibbard, P.S.(eds): Glacial Deposits in North-East Europe. – Balkema, Rotterdam 501-516.

Obermeier, S.F. (1996): Use of liquefaction-induced features for seismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. – Engineering Geology 44: 1-76.

Osadczuk, K. (2002): Evolution of the Świna barrier spit. – Greifswalder Geographische Arbeiten 27: 119-125.

Prusinkiewicz, Z., Noryśkiewicz, B. (1966): Zagadnienie wieku bielic na wydmach brunatnych mierzei świny w świetle analizy palynologicznej i datowania radiowęglem 14 C. – Geografia 5: 75-88.

Rijsdijk, K.F. (2001): Density-Driven Deformation Structures in Glacigenic Consolidated Diamicts: Examples from Traeth y Mwnt, Cardiganshire, Wales, U.K. – Journal of Sedimentary Research 71: 122-135.

Sims, J.D., Garvin, C.D. (1995): Recurrent liquefaction induced by the 1989 Loma Prieta earthquake and 1990 and 1991 aftershocks: Implications for paleoseismicity studies. – Bulletin of the Seismological Society of America 85: 51-65.

StAUN Rostock (2009). Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. Übersichtsheft: Grundlagen, Grundsätze, Standortbestimmung und Ausblick. – Ministerium fuer Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz.Rostock, 102 S.

Striggow, K., Till, K.H. (1987): Einhundertjährige Pegelregistrierung des südwestlichen Ostseeraums Indikatoren für die Existenz kippender starrer Platten beiderseits der Tornquist-Teisseyre-Zone wie für rezente Aktivität dieser Zone. Zeitschrift für geologische Wissenschaften 15: 225-241.

Voss, P. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten der Usedomer Seen (Schmollensee, Kölpinsee). – Thesis, Universität Greifswald.

Wang, C.Y. (2007): Liquefaction beyond the Near Field. – Seismological Research Letters, 78: 512-517.

Warrick, R.A., Le Provost, C., Meier, M. F., Oerlemans, J., Woodworth, P. L. (1996): Changes in Sea Level. - In: Houghton, J.T., Meiro Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenburg, A., Maskell, K. (eds): Climate Change 1995: The Science of Climate Change: Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: 363-397.

## Notizen

# Die Insel Rügen (II) – Meeresspiegelanstieg, Nehrungsentwicklung und frühe Siedler

## *Rügen Island (II) – Sea-level rise, barrier development and early settlers*

F

Reinhard Lampe unter Mitwirkung von Wolfgang Janke, Thomas Terberger, Andreas Kotula, Kay Krienke

**Exkursionsroute** / *Itinerary*

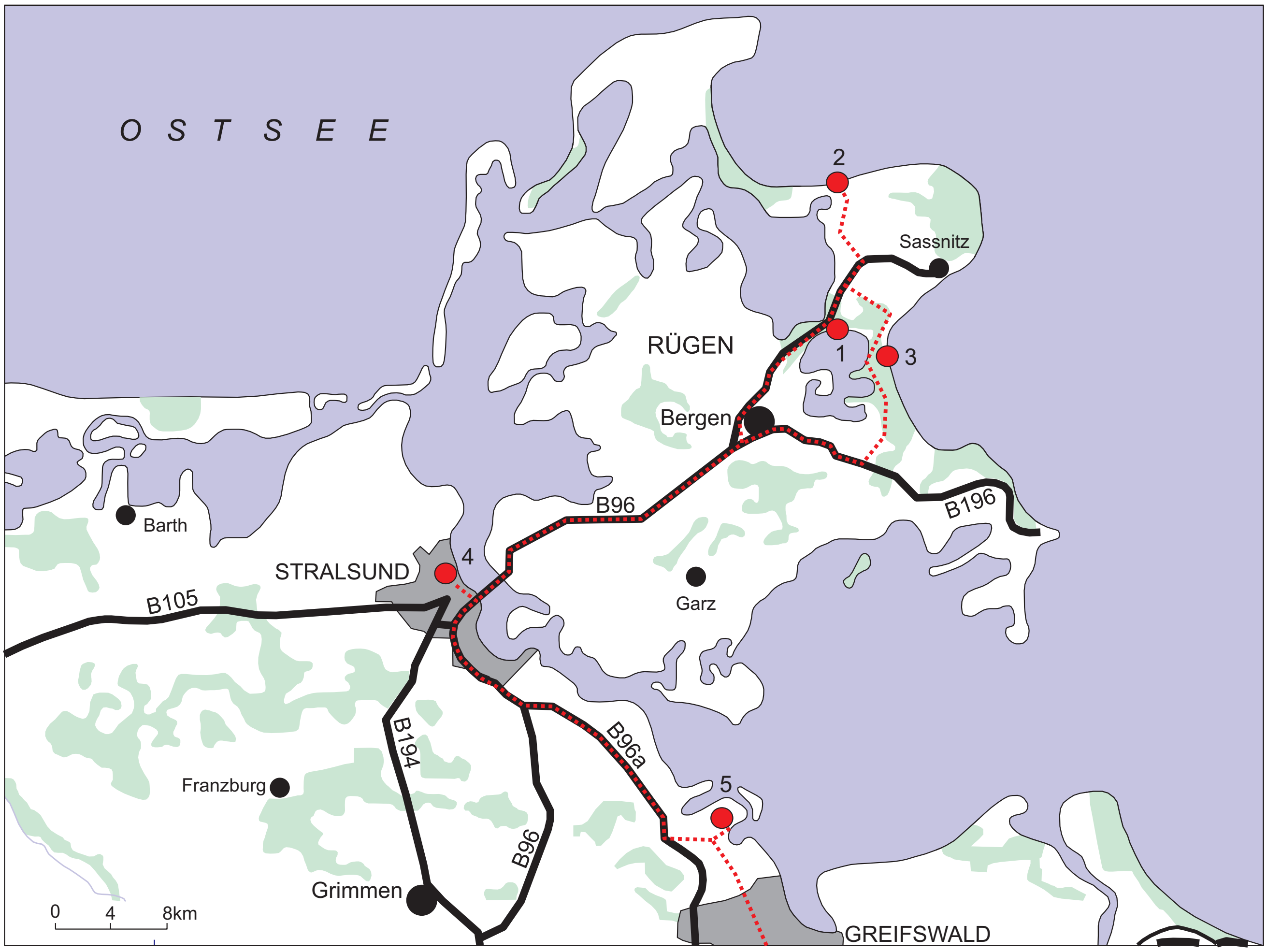



Abb. 1: Exkursionspunkte Rügen II: Stop 1 - Lietzow-Buddelin, 2 - Kliff bei Glowe, 3 - Schmale Heide, 4 - Stralsund-Mischwasserspeicher, 5 – Karrendorf-Kooser Wiesen.

*Fig. 1: Itinerary Rügen II: Stop 1- Lietzow-Buddelin, 2 - cliff near Glowe, 3 - Schmale Heide, 4 - Stralsund-Mischwasserspeicher, 5 – Karrendorf-Kooser Wiesen salt marsh.*

## Einführung

Die holozäne Entwicklung und das heutige Erscheinungsbild der südbaltischen Boddenausgleichsküsten ist das Ergebnis der komplexen Wechselwirkung von postpleistozänem Relief, glazialisostatischer Ausgleichsbewegung der Erdkruste, klimagesteuerten Meeresspiegelschwankungen und Art und Menge des durch das Meer abradierten und transportierten Materials. Der durch das Relief vorgegebene potentielle subaquatische Akkumulationsraum kann durch Meeresspiegelanstieg/Erdkrustensenkung erweitert werden oder durch Sedimentdeposition/Erdkrustenhebung abnehmen. Die zeitliche Entwicklung wird dabei gesteuert durch die jeweiligen Bewegungsraten sowie das Volumen und die Rate der Sedimentlieferung. Haken und Nehrungen entstehen dann, wenn der Akkumulationsraum teilweise bis zum Meeresspiegelniveau aufgefüllt wird.

Die rezenten relativen Niveauverschiebungen des Meeresspiegels lassen sich aus langfristigen Pegelaufzeichnungen ablesen (Abb. 2) und zeigen – wenn ein eustatischer Anstieg von etwa 1 mm $a^{-1}$ zugrunde gelegt wird – einen Hebungsbereich nördlich einer Linie vom Fischland zum Oderhaff an.

Der holozäne relative Meeresspiegelanstieg kann vor allem mit Hilfe der Datierung von Basistorfen und archäologischen Unterwasserfunden sowie aus dem Wachstum der Küstenmoore abgeleitet werden. Drei auf diese Weise bestimmte lokale Meeresspiegelkurven zeigt Abb. 3. Deren synchrone Höhendifferenz ist Ausdruck der unterschiedlichen glazialisostatischen Bewegung der untersuchten Gebiete und bestätigt die aus Abb. 2 ablesbare Tendenz. Der rügensche Raum ist damit durch eine abklingende Erdkrustenhebung charakterisiert, der eustatische Meeresspiegelschwankungen überlagert sind.

Auf der Exkursion wird am Beispiel der Rügenschen Nehrungen (Stop 1, 3) gezeigt, wie die relativen Wasserspiegelschwankungen als Summe der glazialisostatischen und eustatischen Bewegungen die Änderung des potentiellen Akkumulationsraumes steuerten und wie die Auffüllung dieses Raumes durch die beim Meeresspiegelanstieg mobilisierten Sedimente verlief.

Ferner werden neuere Funde von Hinterlassenschaften vorwiegend mesolithischer Jäger, Sammler und Fischer vorgestellt und deren Beziehungen zum Meer beleuchtet (Stop 1, 3, 4). Bei Stop 2 wird ein erst jüngst entstandener Aufschluss eines verlandeten Sees vorgestellt, der neue Hinweise auf die spätglazial/frühholozäne Landschaftsentwicklung liefert. An Stop 5 werden die Auswirkungen der Kleinen Eiszeit auf den regionalen Meeresspiegel demonstriert und Strategien des Natur- und Küstenschutzes zur Anpassung des Küstenraumes an die Folgen des Klimawandels vorgestellt.

Reinhard Lampe

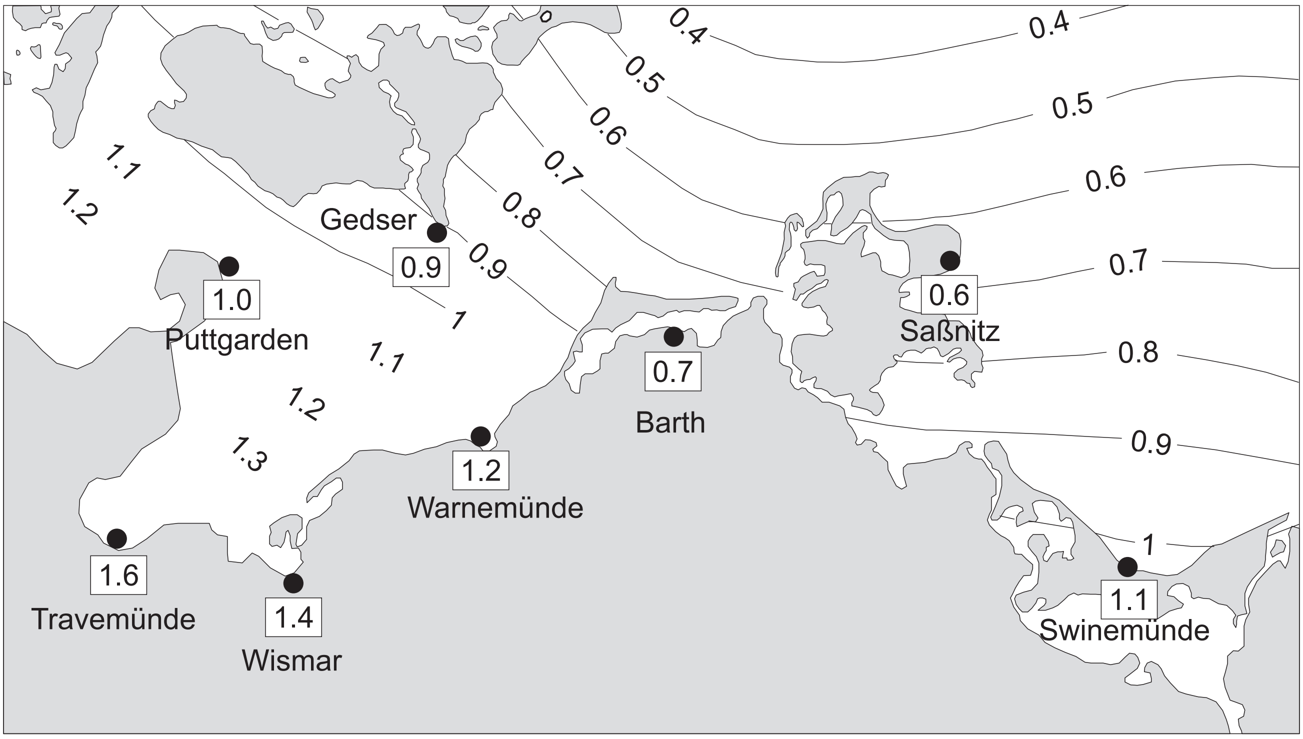



Abb. 2: Rezenter langfristiger relativer Meeresspiegelanstieg (mm $a^{-1}$) an verschiedenen Pegelstationen in der südlichen Ostsee (Dietrich, Liebsch 2000).

*Fig. 2: Recent relative sea-level rise [mm yr-1] at different gauge stations in the southern Baltic Sea (Dietrich, Liebsch 2000).*

**Introduction:** Coastal barriers and spits develop when the accumulation space available in the coastal sea for sediment deposition decreases and partly fills up. The accommodation space increases when sea level rises and shrinks when sediment accumulates. In addition to the coastal relief prior to the sea-level rise, which determines the potential accommodation, the evolution depends on the volume and rate of sediment supply. The examples from the northeastern German Baltic coast demonstrated on the excursion (stop 1, 3) show how the course of Holocene sea-level rise (Littorina transgression) varied due to glacio-isostatic uplift of different coastal sections and thus the growth of accommodation space. Further, the role of the sediments which built up the shoreface and the coastal landforms is discussed.

Further, new finds from Mesolithic hunters, gatherers and fishermen were introduced and their relation to the sea. At stop 2 an outcrop of a palaeo-lake is presented which gives new insights into the Lateglacial/Early Holocene landscape development. At stop 5 the impact of the climatic deterioration during the Little Ice Age on the regional sea-level will be demonstrated as well as strategies of the nature and coastal protection to adjust the coastal region to the consequences of climate change.

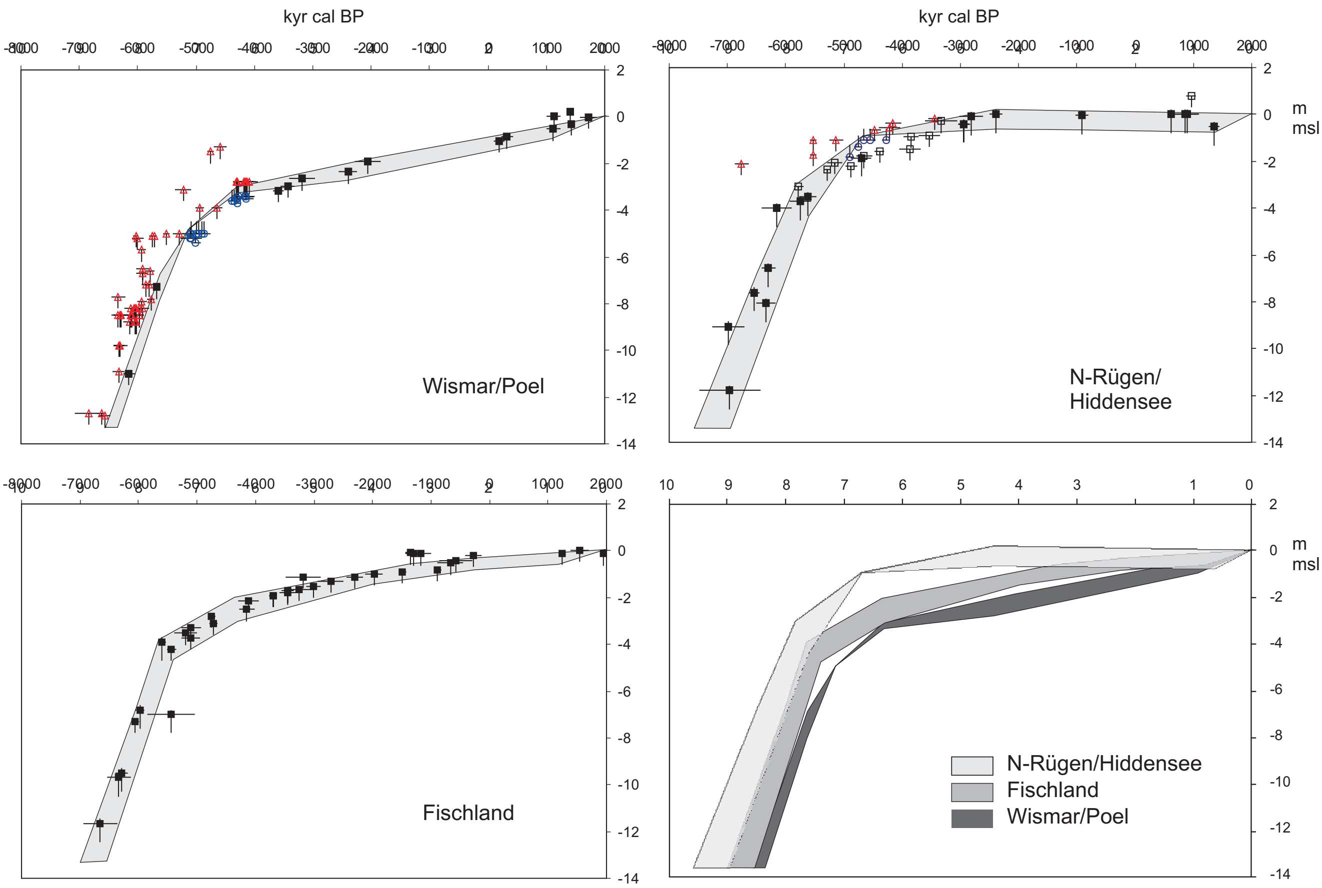



Abb. 3: Relative Meeresspiegelkurven für die Gebiete Wismar/Poel, Fischland und N-Rügen/Hiddensee. Die Symbole markieren $^{14}$C-Datierungen an terrestrischen (rote Dreiecke) bzw. telmatischen Ablagerungen (schwarze Quadrate). Blaue Kreise markieren archäologische Funde in flachmarinen Sedimenten. Die horizontalen Linien geben die doppelte Standardabweichung der Altersbestimmung wider, vertikale Linien den Fehler der Meeresspiegelbestimmung. Die Meeresspiegelkurven sind als Fehlerintervalle dargestellt, innerhalb derer der Wasserspiegel höchstwahrscheinlich gelegen hat. Das Diagramm rechts unten zeigt die Meeresspiegelkurven im Vergleich (Lampe et al. 2007).

*Fig. 3: Relative sea level (rsl) curves for the Wismar/Poel, Fischland and N-Rügen/Hiddensee area. Symbols designate $^{14}$C-data from terrestrial deposits (red triangles), black squares for telmatic deposits and blue circles for archaeological finds in marine near-shore deposits. Horizontal bars represent double standard deviation (2σ), vertical bars indicate estimated altitude error of sea level position. The sea-level curves are depicted as error envelopes within which the sea-level position most probably was located. The diagram down to the right compares the three sea-level curves (Lampe et al. 2007).*

## Stop 1: Lietzow-Buddelin – Mesolithische Fundstellen und Entwicklung der Küstengewässer

*Lietzow-Buddelin – Mesolithic sites and evolution of the coastal waters*

### Die Lietzow-Kultur auf Rügen und Umgebung

Forschungen zur Steinzeit haben auf Rügen und in den angrenzenden Gebieten eine lange Tradition. Dafür waren zunächst v.a. die Großsteingräber ein Anlass, die schon zu Zeiten von C.D. Friedrich als markante Geländedenkmäler wahrgenommen und für die Insel Rügen auf der Karte von Friedrich von Hagenow (1830) kartiert wurden. Im Rahmen seiner Feldarbeiten entdeckte F. von Hagenow bei Lietzow auch zahlreiche Feuersteinartefakte. Mit diesen Entdeckungen beginnt die Erforschung der später unter dem Namen Lietzow-Kultur bezeichneten Phase des ausgehenden Mesolithikums, die wir heute der Ertebølle Kultur im westlichen Ostseegebiet zurechnen (c. 5500-4100 v.Chr.). Forschungen der letzten 15 Jahre haben neue Ergebnisse zu alten und neuen Fundstellen auf der Insel Rügen geliefert, die neben Aussagen zur Meeresspiegelentwicklung und Vegetationsentwicklung auch wichtige Aussagen zur Lebensweise und materiellen Kultur ermöglichen. Die Siedlungen lagen an Strandseen oder direkt an der Küste, wobei bevorzugt geschützte Lagen wie am Strelasund oder dem Breetzer Bodden genutzt wurden (Abb. 4). Die Wirtschaftsweise hatte nach dem heutigen Kenntnisstand noch einen wildbeuterischen Charakter mit Jagd auf terrestrische Tiere wie Rothirsch und Wildschwein, aber auch Robben als Meeressäuger wurden bejagt. Dem Fischfang kam ebenfalls größere Bedeutung zu, und vegetabile Nahrung wie Haselnüsse wurden gesammelt. Den Beginn neolithischer Wirtschaftsweise können wir bislang auf keinem Fundplatz

der Insel Rügen genau fassen, Ergebnisse aus Schleswig-Holstein sprechen allerdings für die beginnende Nutzung von Rind, Schaf und Ziege im ausgehenden 5. Jahrtausend v. Chr.

Die guten Erhaltungsbedingungen haben zur Überlieferung zahlreicher Geräte aus Knochen, Geweih und auch Holz geführt, darunter z.B. die typischen T-förmige Geweihäxte, Rehgehörnharpunen und Aalstechersprossen; mitunter weisen Holzpfähle im Uferbereich auf Überreste von Fischfangzäunen hin. Die Funde zeigen auch eine intensive Nutzung von Feuerstein an, der als Rohstoff reichlich zur Verfügung stand. Geschlagene Kernbeile bis zu einer Größe von 20 cm sind keine Seltenheit, zugleich sind aus großen Abschlägen gefertigte Scheibenbeile in geringer Zahl vertreten. Dies stellt einen deutlichen Unterschied zu Schleswig-Holstein dar, wo in der späten Ertebølle Kultur Scheibenbeile dominieren. Die grobe Spitzbodenkeramik, die im westlichen Ostseegebiet ab ca. 4600 v.Chr. als Sammler-Jäger-Tonware auftritt, konnte auf Rügen auch bei neuen Untersuchungen nicht nachgewiesen werden. Diese Besonderheiten sprechen für eine Gruppe auf der Insel mit regionaler Identität, die nach Ausweis wiederholt gefundener Amphibolitbeile schon Kontakte zu frühen Bauern im unteren Odergebiet (ab ca. 5200 v.Chr.) unterhielt.

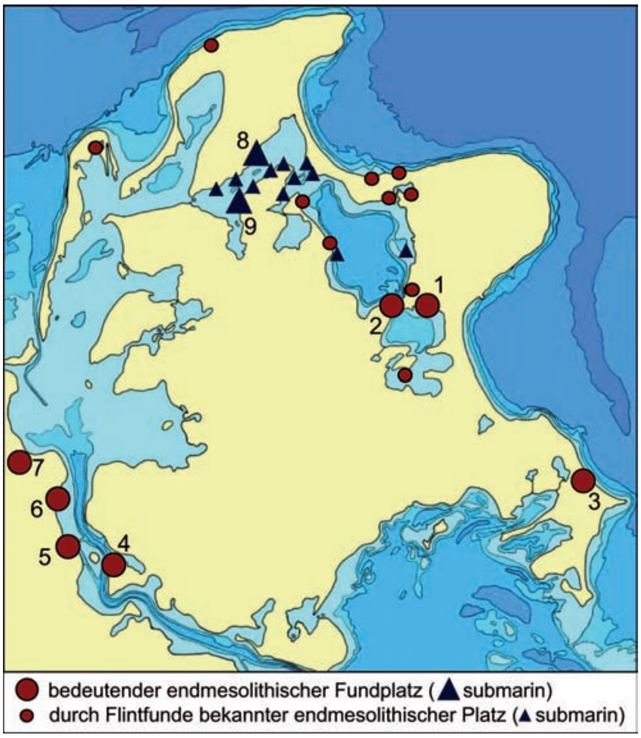



Abb. 4: Endmesolithische Fundplätze im Rügener Raum. Bedeutende Fundplätze sind definiert durch Funde aus organischen Materialien und Datierungen. 1 Saiser (Lietzow-Buddelin). 2 Ralswiek-Augustenhof. 3 Baabe. 4 Drigge. 5 Stralsund-Mischwasserspeicher. 6 Parow. 7 Prohn. 8 Kamminer Ort. 9 Breetzer Ort. (Daten nach Hirsch et al. 2007; Jöns et al. 2007).

*Fig. 4: Final Mesolithic find spots in the area of Rügen. Red circles mark sites on land, dark blue triangles mark sites under water. A big sign marks an important site, which is defined by organic remains and dating. 1 Saiser (Lietzow-Buddelin). 2 Ralswiek-Augustenhof. 3 Baabe. 4 Drigge. 5 Stralsund-Mischwasserspeicher. 6 Parow. 7 Prohn. 8 Kamminer Ort. 9 Breetzer Ort. (Data after Hirsch et al. 2007; Jöns et al. 2007).*

## Mesolithische Fundstellen bei Lietzow

Unweit des Dorfes Lietzow nördlich des Kleinen Jasmunder Boddens befinden sich mehrere seit langem bekannte Fundstellen des späten Mesolithikums. Ihr charakteristisches Fundmaterial führte im frühen 20. Jh. zur Herausbildung des Begriffes Lietzow-Kultur. Von besonderer Bedeutung sind die Fundplätze Ralswiek-Augustenhof und Lietzow-Buddelin (heute Saiser 1), die durch mehrere Grabungskampagnen seit den 1920er Jahren untersucht wurden und mit reichem Fundmaterial maßgeblich zum Forschungsstand der Lietzow-Kultur beitrugen. Ausgrabungen in Ralswiek-Augustenhof ergaben eine große Anzahl von Funden aus organischen Materialien und Feuerstein. Unter den organischen Objekten gehören T-Äxte, verzierte Rehgehörnharpunen und eine Knochenharpune zu den herausragenden Stücken. Von besonderer Bedeutung ist außerdem eine verzierte Knochenplatte, die aus dem polnischen Raum importiert wurde. $^{14}$C-Datierungen ergaben eine Besiedlung des Platzes in der späten Ertebølle Kultur um 4450-4000 v. Chr.

Die Fundstelle Lietzow-Buddelin war nach Grabungen in den 1930er und 1960er Jahren zuletzt 2002/03 das Ziel von Untersuchungen. Durch die Zusammenarbeit verschiedener wissenschaftlicher Disziplinen konnte ein komplexes

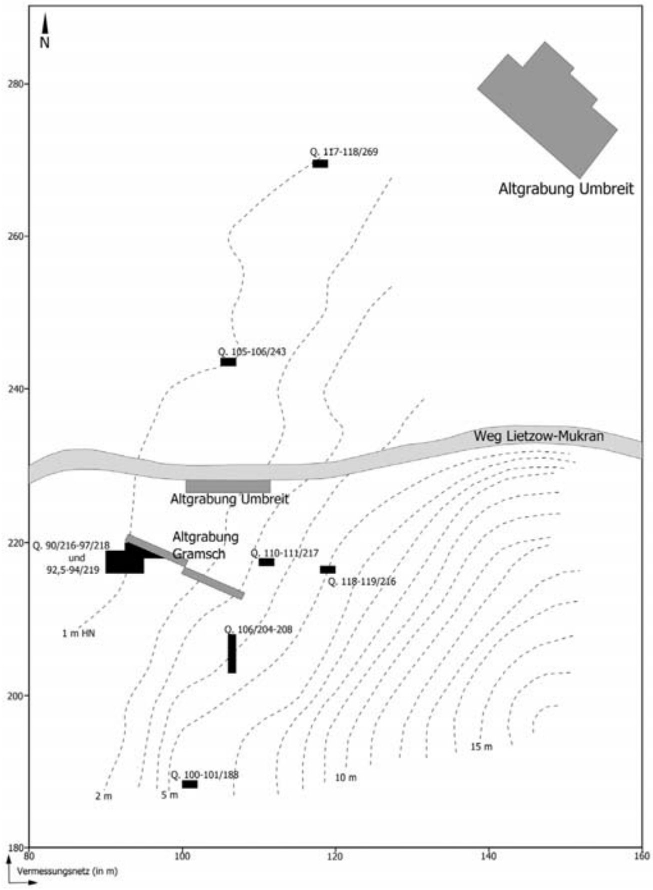



Abb. 5: Lietzow-Buddelin (Saiser 1). Übersicht über Fundplatz und Grabungen (verändert nach Kotula 2009).

*Fig. 5: Lietzow-Buddelin (Saiser 1). Overview of the site and excavations (modified after Kotula 2009).*

F

Bild von Siedlungssituation, Umwelt und Wasserspiegelentwicklung der Ostsee im späten Mesolithikum gezeichnet werden. $^{14}C$-Proben aus den mesolithischen Schichten zeigten, dass der Platz in der späten Phase der Ertebølle Kultur besiedelt war (c. 4450 bis 4100 v. Chr.). Die Siedlung befand sich auf einer Anhöhe nördlich des Jasmunder Boddens und wurde im Westen von einem kleinen Fluss mit nahegelegenem See begrenzt (Abb. 5).

Durch die erhöhte, gewässernahe Lage mit ressourcenreichem Hinterland bot sich die Geländesituation für die mesolithischen Menschen als Lebensraum an. Ein pleistozänes Steilufer schützte den Rand des Platzes weitgehend vor Überschwemmungen. Ein Einfluss der Ostseeentwicklung lässt sich anhand von Fischresten aus der Siedlung belegen, die einen Anstieg der Salzwasserarten im Verlauf der Besiedlung zeigen. Die Ausgrabung fand vor allem in der ehemaligen Uferzone am Fuß der Anhöhe statt. Kleinere Sondagen sollten ergänzend die Fundsituation am Hügel klären. Dabei zeigte sich, dass der Hangbereich stark von Erosion betroffen war und dort nur vermischte Fundschichten vorlagen (Abb. 6).

Das Fundmaterial ist geprägt durch einen großen Reichtum an Feuersteinartefakten, die eine umfassende Nutzung der Flintvorkommen Jasmunds anzeigen (Abb. 7). Pro Quadratmeter wurden bis zu 99 kg Flint geborgen. Hergestellt wurden überwiegend große Geräte wie Kernbeile, die eine Besonderheit des Rügener Endmesolithikums darstellen. Die erheblichen Mengen an Bearbeitungsabfällen aus Feuerstein lassen vermuten, dass hier in großem Umfang Geräte oder Rohformen hergestellt wurden. Der Ort wurde also wahrscheinlich auch als Werkplatz genutzt.

Im ehemaligen Uferbereich wurden Hinweise auf eine Fischfangkonstruktion aus Holz entdeckt. Große Mengen an Fischresten und Aalstechersprossen aus Knochen, aber

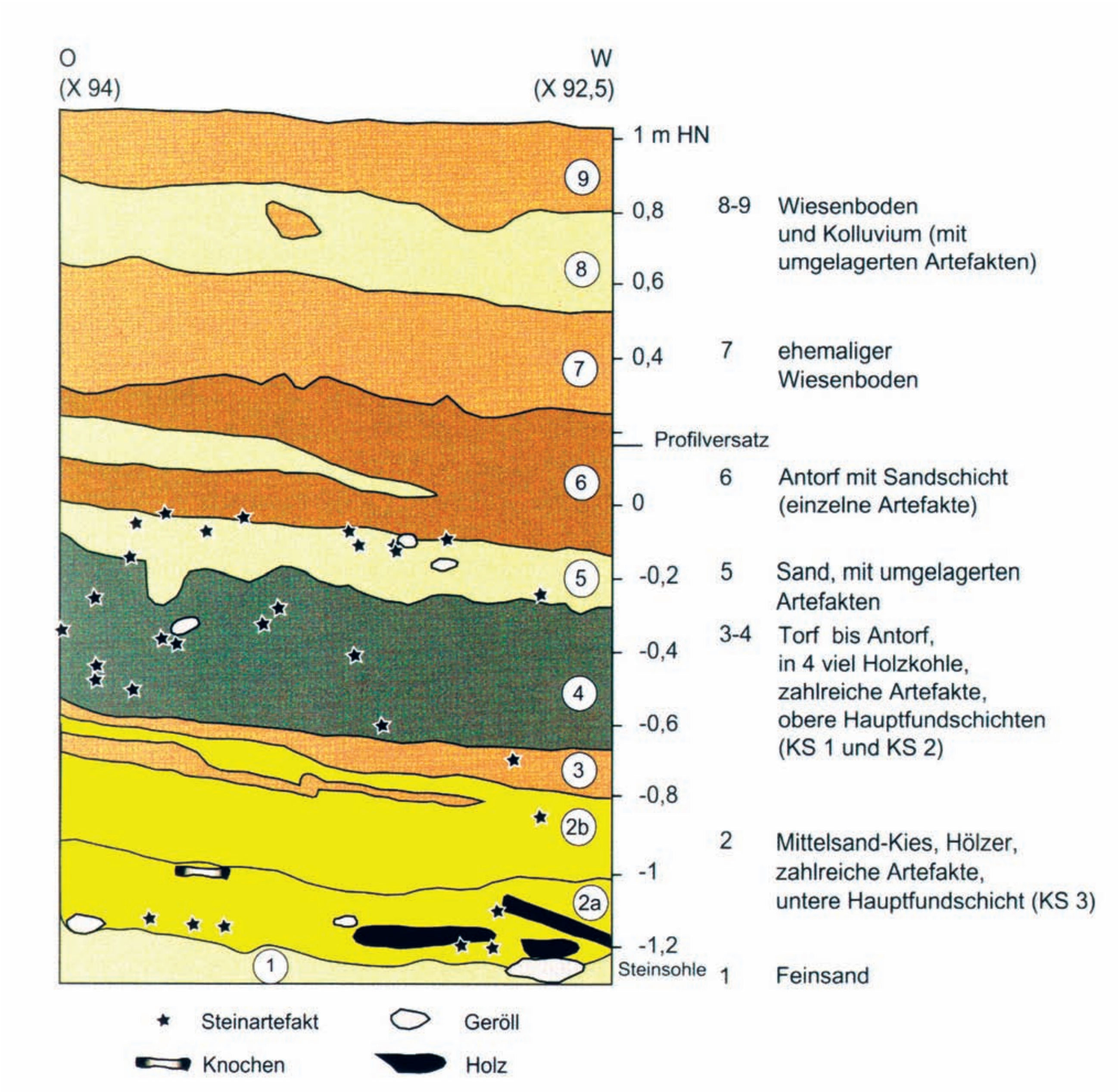
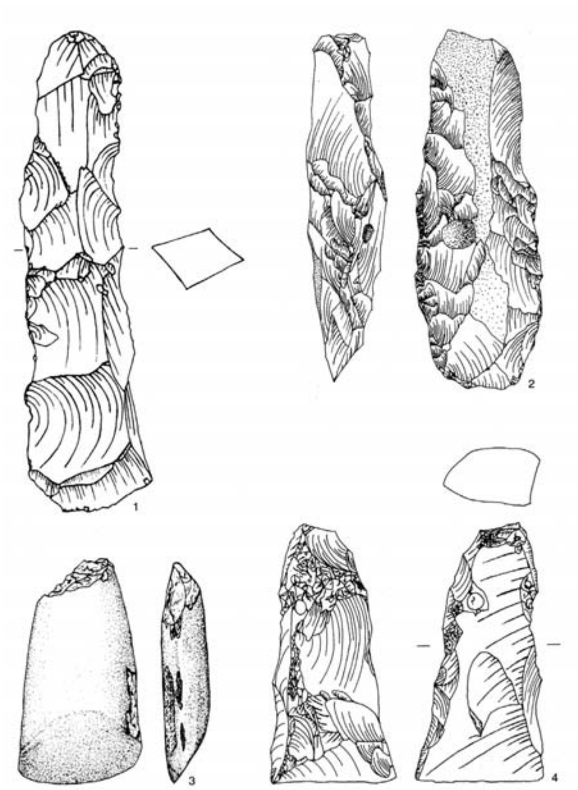



Abb. 6: Lietzow-Buddelin (Saiser 1). Südprofil von Qu. 92,5-94/219 in der Niederung (nach Terberger, Seiler 2004).

*Fig. 6: Lietzow-Buddelin (Saiser 1). Southern profile of sq. 92,5-94/219 in the lowland area (after Terberger, Seiler 2004).*



auch Pfeilbewehrungen aus Feuerstein zeigen die große Rolle von Fischfang und Jagd für die mesolithischen Menschen. Einen bedeutenden Fund stellt eine Flachhacke aus Amphibolit dar, die Handelskontakte zu neolithischen Bevölkerungen belegt. Erstmals für Rügen liegt ein solches Importbeil aus stratigraphisch gesichertem Zusammenhang vor. Keramik spielte dagegen für die Siedler von Lietzow keine Rolle. Eine nahezu pollenfreie „Brandschicht“ in den jüngeren mesolithischen Torfschichten (Abb. 6), ebenso wie terrassenartige Begradigungen des Bodens, die durch Bohrungen nachgewiesen wurden, sind Hinweise auf größere Umwelteingriffe durch den Menschen in dieser Zeit. Der Übergang zur neolithischen Wirtschaftsweise konnte nicht verfolgt werden, da die Fundschicht durch Hochwasserstände in vermutlich slawischer Zeit abradiert wurde. Größere Mengen jungsteinzeitlicher Keramik aus den Altgrabungen belegen jedoch eine nahe gelegene neolithische Besiedlung.

Andreas Kotula, Thomas Terberger

Abb. 7: Lietzow-Buddelin (Saiser 1). Beile. 1-2 Kernbeil. 3 Flachhacke aus Amphibolit. 4 Scheibenbeil. (nach Terberger, Seiler 2004).

*Fig. 7: Lietzow-Buddelin (Saiser 1). Axes. 1-2 core axe. 3 amphibolite flat axe. 4 flake axe. (after Terberger, Seiler 2004).*



**Abstract:** The sites of Ralswiek-Augustenhof and Lietzow-Buddelin (now Saiser 1) are the most important Mesolithic find spots in the eponymous area of the Lietzow culture near the village of Lietzow. They have been the target of several investigations for more than 80 years. Both places were occupied in the late Ertebølle culture between c. 4450 and 4000 B.C. The important assemblage of organic finds from Ralswiek-Augustenhof includes t-axes, harpoons and an imported bone plate from Poland.

The site of Lietzow-Buddelin was interdisciplinary investigated in 2002/03. The settlement was situated on a hill near a small river and the excavation focused on the shore area. One main feature of the find material is the abundance of flint artifacts, of which several hundred kilograms were recovered. A function as working place can thus be suggested besides general settlement activities. The excavation could verify some regional characteristics of late Mesolithic material culture on Rügen island, e.g. the dominance of core axes and the absence of pottery. Human impact on the environment at this time could also be confirmed.

## Entwicklung der Küstengewässer

In der Regel beginnt das Sedimentprofil der Boddengewässer mit einem Basistorf, der die Überflutung eines terrestrischen Standortes infolge der Littorina-Transgression anzeigt. In einigen Fällen konnten Süßwassersedimente als Vorläufer der marin-brackischen Phase nachgewiesen werden, die teilweise bis in das Frühholozän, in seltenen Fällen bis in das Allerød zurückdatieren. Aus dem Kleinen Jasmunder Bodden wurde ein Profil (KJB3) geborgen, welches einen vergleichsweise mächtigen Spätglazialabschnitt besitzt und bereits im Meiendorf-Intervall einsetzt. Der Bohransatzpunkt liegt etwa 300 m nördlich der Insel Pulitz am Eingang einer flachen Bucht bei 2,5 m Wassertiefe. Das 14,6 m lange Profil besteht aus:

0–8,75 m marin-brackische Gyttja (Schlick)
–9,30 m Organomudde
–9,68 m Kalkmudde
–11,50 m Schluffmudde, leicht kalkhaltig
–13,00 m Schluffmudde, leichter Organogengehalt
–14,00 m Kernverlust, vermutlich sandiges Sediment
–14,60 m Sand, mit zwei stark einfallenden Torflagen

Aufgrund der untersuchten Profillänge von 14,3 m werden vom Pollendiagramm KJB3 das Spätglazial und das Holozän getrennt dargestellt (Abb. 8). Beim Vergleich beider Teildiagramme ist die unterschiedliche Zuordnung zu Baum- und Straucharten zu berücksichtigen. Im Spätglazialprofil werden nur *Pinus* und *Betula* zu den Baumgehölzen gestellt. *Carpinus, Quercus, Tilia, Ulmus* und *Alnus* sowie auch *Corylus* zählen als umgelagerte wärmeliebende Gehölze. *Salix* rechnet im Spätglazialdiagramm ebenso wie *Juniperus, Hippophae* und *Betula nana* zu den Sträuchern.

Zwischen den Beckenschluffen bis –sanden des Spätglazialabschnittes und dem mit der Seekreide einsetzenden Holozänabschnitt besteht ein Hiatus, der wohl das gesamte Präboreal und den größten Teil des Boreals umfasst. Die im Anschluss an einen Hiatus nach oben zu folgende, nur 38 cm mächtige Kalkmudde bis Seekreide (930-968 cm) wurde im Zeitraum vom jüngeren Boreal bis ins Ältere Atlantikum abgelagert. Sie wird von einer auf den untersten 12 cm noch karbonathaltigen Organomudde (875-930 cm) abgelöst. Pollenanalytisch entspricht diesem Zeitraum ein *Polypodiaceae*-reicher Erlenwald bei insgesamt noch hohen *Pinus*-Werten des Älteren Atlantikums.

Zwischen 875 und 865 cm unter Sedimentoberfläche erfolgt um ca. 7800 cal BP der Übergang von der festländischen zur marinen Entwicklung, vor allem charakterisiert durch den steilen Rückgang der *Pinus* ganze- und den deutlichen Anstieg der *Alnus*-Kurve. Gleichzeitig beginnt eine Zunahme von Offenlandzeigern (z. B. *Artemisia*) und halophiler Arten (vor allem aus der Familie der *Chenopodiaceae*). und bald darauf setzen die ersten Kulturzeiger ein, allen voran *Plantago lanceolata* und Pollen vom *Rumex acetosella*-Typ. Beim Interpretieren von Pollendiagrammen aus Boddengewässern ist mit Sedimentumlagerungen zu rechnen. Des Weiteren ist zu berücksichtigen, dass auch halophile und Dünen-Gräser der Uferzone pollenanalytisch zum Teil dem Getreide-Typ angehören. Deren frühes Auftreten in diesem Diagramm darf demzufolge nicht als Ackerbau interpretiert werden.

Die Schlickbildung beginnt mit dem Übergang vom Älteren (VI) zum Jüngeren Atlantikum (VII) und reicht bis zur Gegenwart. Pollenanalytisch besonders auffällig sind des Weiteren die Grenzen zwischen den Pollenzonen VII und VIII bei 560 cm, Xa und Xb bei 192 cm sowie Xb/Xc bei 115 cm Sedimenttiefe. Die Grenze Atlantikum/Subboreal (ca. 5750 cal BP) ist pollenanalytisch besonders gut erfassbar durch das Einsetzen der geschlossenen Fagus- und Carpinus-Kurven, durch die Zunahme von Kulturbegleitern sowie durch den ersten *Ulmus*-Abfall. Am auffälligsten ist die Grenze IXb/IXc (ca. 1250 u. Zeit) bei 192 cm Sedimenttiefe, die zeitlich sowohl mit dem Einsetzen der deutschen Ostkolonisation als auch in etwa mit der weitgehenden Abriegelung des Kleinen Jasmunder Boddens von der Außensee und daraus resultierenden Änderungen im Boddenmilieu zusammenfällt. Zu den wichtigsten entsprechenden Parametern gehören der Rückgang von *Operculodinium centrocarpum* bei gleichzeitiger rasanter Zunahme von *Pediastrum* und *Botryococcus* sowie der Wiederanstieg der *Pinus* ganze-Kurve als Folge nachlassender Gewässerdynamik. Die Pollenzone Xc ist durch Forstwirtschaft (Kiefernforsten), Verbreiterung des Ufergürtels und weitere Eutrophierungszunahme gekennzeichnet.

Das Spätglazial-Diagramm beginnt über ausklingendem Pleniglazial (14,6-14,3 m) mit dem *Hippophaë*-reichen Meiendorf-Intervall (14,3-14,17 m). Dieser Diagrammabschnitt ähnelt in bezug Massenausbreitung von Hippophaë dem Spätglazialprofil von Nienhagen, Kreis Nordvorpommern (Janke 1996). Zu jener Zeit bestand im Kleinen Jasmunder Bodden ein noch relativ flacher See mit relativ hohem Epiphytenanteil. Gegen Ende des *Hippophaë*-Maximums ist eine schnelle Vernässung anhand der steilen Kurvenausschläge von *Salix*, *Cyperaceae* und *Equisetum* belegbar. Sie ist die Folge des Seespiegelanstiegs, verbunden auch mit der Zunahme einer Reihe von Gewässerindikatoren. Dazu gehören insbesondere *Pediastrum* und Schwammnadeln sowie ein deutlicher Wechsel in der Diatomeenflora zugunsten epipelischer und epilithischer Arten sowie auch Planktern.

Es folgt die nicht weiter untergliederbare Pollenzone I (14,17-13,77 m) mit äußerst niedrigen, für stärkere Umlagerungen sprechenden Pinus ganze-Werten. Des Weiteren sind u. a. starke Schwankungen der *Pinus*- und *Betula*-Kurven bei hohen NBP-Werten charakteristisch (vergleiche auch das Müritz-Profil in Lampe et al. 2009). Der unmittelbar unterhalb des Kernverlustes gelegene Sedimentabschnitt (13,77-13,63 m) könnte eventuell schon den Beginn der Pollenzone II darstellen. Die Abtrennung des Allerøds ist unsicher und erfolgte nur aufgrund der höheren Pollen- und Sporendichte, der hohen Pinus ganze-Werte und des Rückgangs von *Salix* und *Hippophaë*. Der gesamte untere Diagrammabschnitt weist einen hohen Anteil umgelagerter Gehölzarten auf. Der Kernverlust fällt vermutlich vollständig in das ältere Allerød. Der Diagrammabschnitt oberhalb des Kernverlustes umfasst das jüngere Allerød (12,5-11,18 m) und die Jüngere Dryas (11,18-9,67 m). Letztere ist durch hohe *Pinus*-Dominanz, erhöhte NBP-Werte (vor allem auch von *Artemisia* und *Ericaceae*) sowie hohen Anteil umgelagerter Gehölzarten gekennzeichnet.

Diatomeenanalytisch können drei Seephasen unterschieden werden. Über einem Meiendorf-zeitlichen diatomeenarmen Flachsee (14,3-14,17 m) folgt eine artenreichere tiefere Seephase (14,17-11,35 m) mit zum Teil guten Diatomeenerhalt (u. a. *Campylodiscus hibernicus*, *Cymbella aspera*, *C. ehrenbergii* und *C. helvetica*, Robustae der Gattung *Surirella*, *Ellerbeckia arenaria* und *Gyrosigma attenuatum* sowie *Epithemia*- und *Aulacoseira*-Arten). Diese wird abschließend von einer Seephase (11,35-9,68 m) abgelöst, in der nur vereinzelt auftretende robuste Kleinarten, vor allem Fragilarien, und massenweise Schwammnadeln erhalten sind. Der hohe Anteil von Lösungsschill lässt jedoch auch für die Jüngere Dryas eine einst artenreichere Diatomeenflora vermuten.

Im marin geprägten Teil des Bohrkernes lassen sich acht Diatomeen-Abschnitte (DA) aushalten, wobei bemerkt werden muss, dass der Gehalt an Brackwasserdiatomeen in der Seekreide und der Organomudde nur durch Infiltration bzw. zum Teil wohl auch durch marine Umlagerung erklärt werden kann. Des weiteren gilt zu berücksichtigen, dass fast im gesamten Profil nur die robusten Arten erhalten geblieben sind, auf welchen die folgende Differenzierung beruht. Die untersten fünf Zentimeter der Seekreide sind diatomeenfrei.

DA 1 (9,63-8,65 m) ist zum einen geprägt durch die Dominanz oligohalober u. oligohalob-halophiler Süßwasserarten sowie zum anderen durch Infiltration vor allem durch den Mesohalobier *Campylodiscus clypeus*. In DA 2 (8,65-7,85 m) sind Oligo-, Meso- und Polyhalobier von der Individuenzahl her fast gleich stark vertreten und belegen zunehmende Salinität infolge Boddenöffnung. Zur Zeit des DA 3 (7,85-5,95 m) bestand die weiteste Öffnung des Boddenbereichs zur offenen See und die höchste Salinität des Profils mit Dominanz des Polyhalobiers *Paralia sulcata*. Schon mit Beginn des DA 4 (5,95-2,40 m) setzten verstärkt Küstenausgleichsprozesse ein und die Salinität ging leicht zurück. DA 5 (2,40-1,88 m) ist durch einen erneuten Anstieg der Salinität bei Dominanz von *Paralia sulcata* und *Campylodiscus echeneis* geprägt. Die DA 6 (1,88-1,65 m), 7 (1,65-0,80 m) und 8 (0,80 – 0 m) zeigen im Zusammenhang mit der Boddenschließung zunehmend geringere Salinität und steigende Trophie bei Zunahme halophiler Klein-Fragilarien.

Wolfgang Janke, Reinhard Lampe

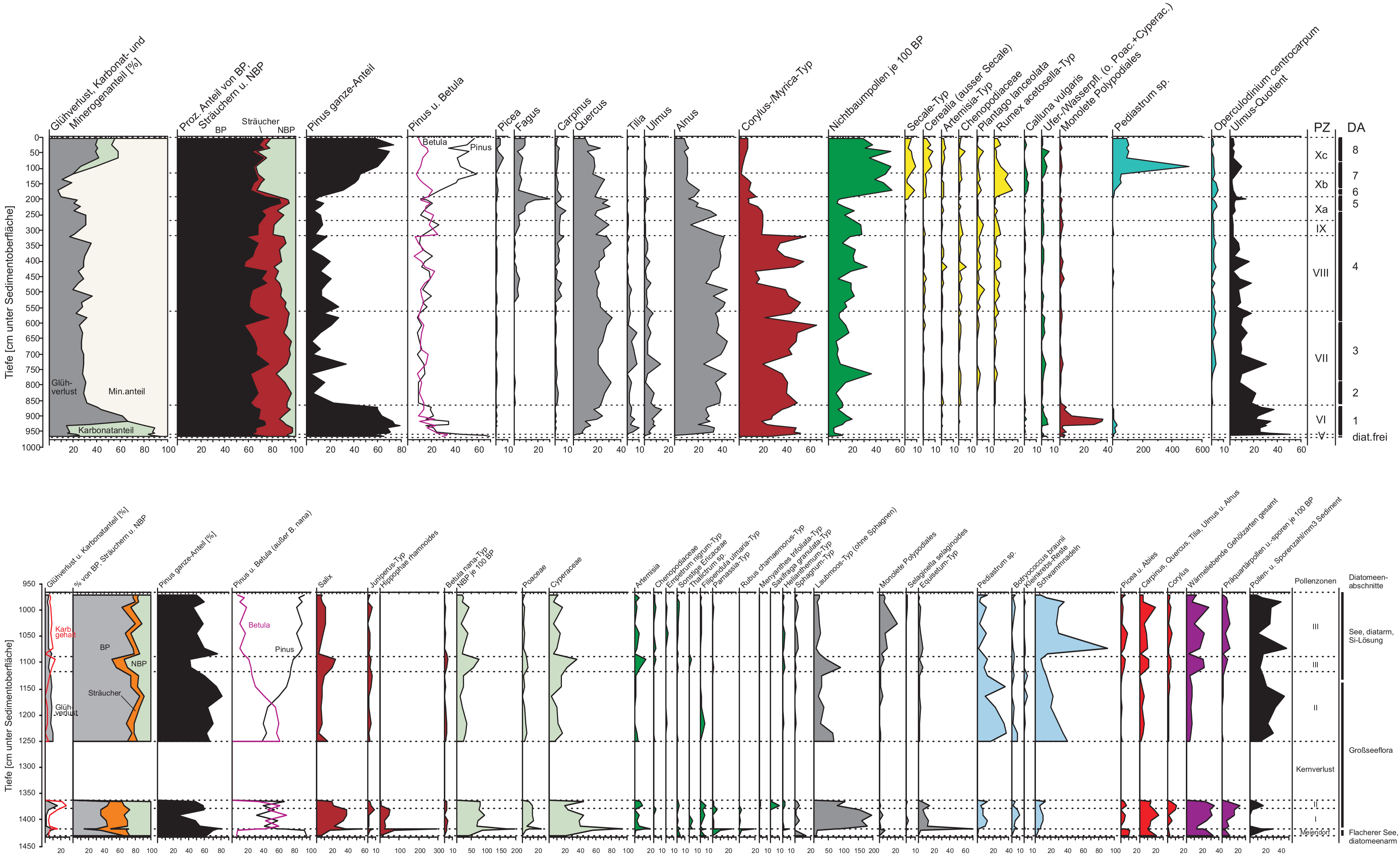



Abb. 8: Pollendiagramm des Sedimentkerns KJB3. Oben – holozäner Abschnitt, unten – spätglazialer Abschnitt.

*Fig. 8: Pollen diagram of sediment core KJB3. Upper part – Holocene section, lower part – Late Glacial section.*

**Abstract:** The development of the coastal waters is exemplified by means of a sediment core from the Kleiner Jasmunder Bodden lagoon. In the depression sedimentation started already in the Meiendorf interstadial during which peat accumulated upon sandy sediment. Two thin peat layers were found in a tilted position (c. 35°) and point to thawing of buried dead-ice and ongoing deepening of the depression. During the subsequent period of the Lateglacial silt accumulated. From the Preboreal and the Early Boreal no sediment is bequeathed, probably the depression desiccated. In the Late Boreal and the Early Atlantic lake-marl and calcareous gyttja accumulated and point to a rising water table. About 7800 BP the transition to brackish-marine conditions started. Since the onset of pollen zone VII black organic mud accumulated with many marine shell remains at the base. The highest salinity phase is designated by the predominant occurrence of the diatom *Paralia sulcata.* Conspicuous are the transitions between the pollen zones VII/VIII, Xa/Xb and Xb/Xc. The latter marks the German colonization (c. 1250 AD) and coincides with the cut-off of the lagoon from the sea. The resulting salinity decrease continues until today and is overlain by heavy eutrophication since the onset of the 20th century.

F

## Stop 2: Kliff bei Glowe – Ein spätglazial-frühholozänes See-Profil

*Cliff near Glowe – A Late Glacial – Early Holocene lake profile*

Seit etwa 1990 werden durch den natürlichen Küstenrückgang an der Steilküste von Glowe/ Rügen etwa 1,3 km östlich des Königshörns die **Sedimente eines verlandeten Sees** freigelegt. Das Becken befindet sich in einer rinnenförmigen Einsenkung östlich des Glower Kreidesattels (vgl. Exkursion Rügen I, Stop 2), die sich mit NE-SW-Streichen über etwa 250 m binnenwärts verfolgen lässt. 2001 betrug die Länge des Aufschlusses etwa 20 Meter, die Sedimentfolge hatte in ihrem Zentrum eine Mächtigkeit von ca. 3 Metern, 2010 betrugen die entsprechenden Werte bereits 27 m und 5 m. Das Einfallen der Schichten in Richtung Land, die beobachtete Erweiterung des Aufschlusses und die Abnahme der Mächtigkeit des Kolluviums lassen vermuten, dass sich in den nächsten Jahren der Aufschluss weiter vergrößern wird.

Einem weichseleiszeitlichen Geschiebemergel auflagernd beginnt die Sedimentfolge mit einem nur wenige Zentimeter mächtigen holz- und moosreichen Horizont (Erl-14741: 11842 ± 39 BP), der von einer karbonathaltigen Organomudde überlagert wird. Beide Sedimente sind auf den rinnenartig stärker eingesenkten Zentralteil des Aufschlusses beschränkt und keilen lateral nach wenigen Metern aus. Auffällig sind starke Schichtverwürgungen, die auf Kryoturbation zurückgeführt werden. Im Hangenden schließt sich eine parallel geschichtete Wechselfolge von molluskenhaltiger Kalk- und Organomudde an, die schnell auf das gesamte Becken übergreift. Nicht selten sind Holzteile, die wahrscheinlich Bißspuren des Bibers tragen (frdl. Mitt. R. Sommer, Rostock), ein $^{14}$C-AMS-Datum ergab 11413 ± 38 BP (Erl-14742). Die Muddefolge endet mit einem die weitgehende Füllung des Beckens anzeigenden, stark siliziklastisch geprägten Abschnitt, dem an den Beckenrändern kiesige Sedimente und Fließmergel eingeschaltet sind. Er wird von einem ca. 1m mächtigen Holztorf überlagert, in dem zahlreiche Stubben und Stammstücke erhalten geblieben sind. Zwei Datierungen von Hölzern aus dem untersten bzw. obersten Bereich ergaben 9444 ± 38 BP (Erl-14743) bzw. 3016 ± 38 BP (Erl-14744). Nach dem Konzentrationsverlauf der drei Hauptsedimentbestandteile organische, siliziklastische und karbonatische Substanz können acht Sedimentabschnitte (SA) ausgegliedert werden (Abb. 9), die mit Wasserstandsschwankungen und der Reliefstabilität im Umland des Beckens in Verbindung gebracht werden.

Danach verlandete der aufgeschlossene Beckenbereich erstmals in SA 5 und nach einem erneuten Wasserspiegelanstieg in SA 6 abermals in SA 7, begünstigt durch starke Mineralbodeneinträge. In dem durch Torf geprägten SA 8 kommt es zu einer erneuten Vernässung des Standortes. Aus dem oberen Drittel des Torfs sind mehrfach archäologische Fundstücke geborgen worden, neben Silexabschlägen ein als bronzezeitlich angesprochenes Kernbeil sowie Wildschwein- und ein Menschenknochen. Überdeckt wird der Torf von einem mächtigen Kolluvium (2001 ca. 2 Meter, 2010 noch 1m) unbekannten Alters, welches die Folge abschließt.

Das pollen- und diatomeenanalytisch untersuchte Kliffprofil (Abb. 10) beginnt mit schwach humosen, dem Geschiebemergel aufliegenden Sanden (VA 1, 352-345 cm unter Torfoberkante). Dieser Abschnitt ist außer durch *Pinus-* und *Salix*-Dominanz vor allem durch das Auftreten umgelagerter Pollen wärmeliebender Gehölze und Schwammnadeln wahrscheinlich Eem-zeitlichen Alters charakterisiert. Zumindest der Hauptteil der *Pinus*-Pollen dürfte ebenfalls umgelagert sein. Diatomeen sowie Gewässer- und Uferpflanzen fehlen noch.

Die Sedimentabfolge zwischen 345 und 95 cm unter Torfoberkante entspricht einem flachen, ufernahen Kleinsee allerødzeitlichen bis präborealen Alters. Die Proben enthalten durchgehend Gewässer-Makrophyten, *Pediastrum*-Arten, Kleinkrebsreste und Diatomeen, wobei letztere nur bis 104 cm unter Profilobergrenze nachweisbar sind. Das pollenanalytische Fehlen des jüngeren Präboreals, des Boreals und des frühen Atlantikums spricht für ein Trockenfallen des Kleingewässers noch im Präboreal.

Das Allerød weist fast durchgehend Birkendominanz auf. Lediglich VA 5 zeigt ein Gleichgewicht der beiden dominierenden Gehölzarten. Dieser Abschnitt bildet eine trockenere Phase mit einem deutlichen Rückgang der Gewässerarten zugunsten von Uferarten, insbesondere *Equisetum.* Auch der das oberste Allerød bildende VA 6 weist einen tieferen Wasserspiegel auf als die anschließende Jüngere Dryas. Der hohe NBP-Anteil von Dryas III (VA 7 u. 8) lässt auf eine äußerst lichte Waldtundra mit Birke als Haupt- und Kiefer als Zweitgehölz schließen. Die Gewässerarten erreichen ähnlich hohe Anteile wie in den VA 2 bis 4 des älteren und mittleren Allerøds. VA 8 weist zusätzlich die planktisch lebende Grünalge *Radiococcus nimbatus* auf. Das Wiederauftreten umgelagerter Pollen wärmeliebender Gehölze und wahrscheinlich auch von Schwammnadeln in

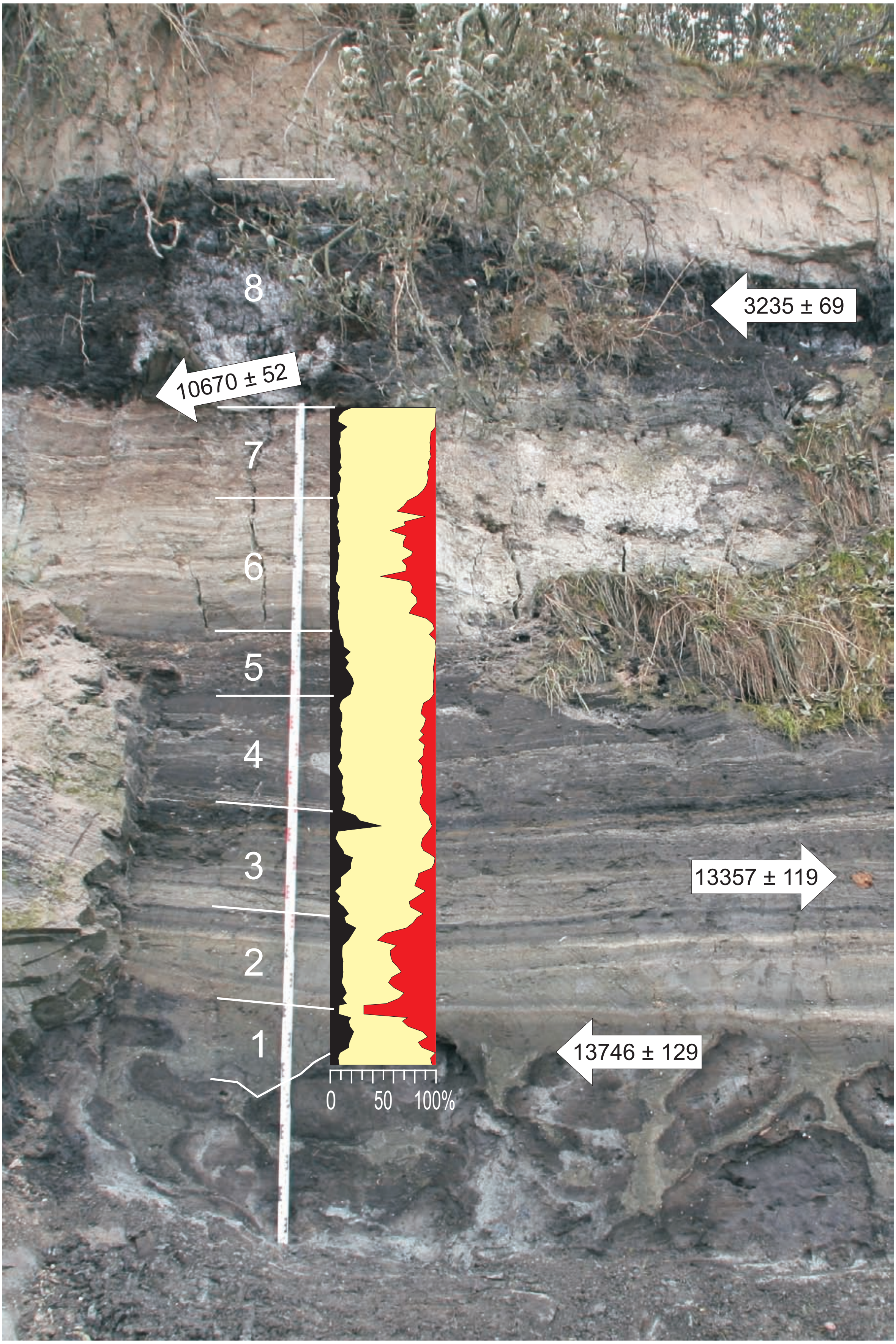



Abb. 9: Im Oktober 2009 freigelegtes Seeprofil am Kliff von Glowe. Dargestellt sind die Sedimentabschnitte entsprechend der Verteilung von organischer (schwarz), siliziklastischer (gelb) und karbonatischer (rot) Substanz (Analysen: Nestler). Der Torf (8) sowie das Kolluvium wurden sedimentologisch nicht untersucht. Die Pfeile weisen auf vier beprobte Hölzer und geben deren kalibrierte Alter (cal BP) an.

*Fig. 9: Lake sediment outcrop at the Glowe cliff, October 2009. Sediment zones are depicted according to the distribution of organic (black), siliciclastic (yellow) and calcareous substance (analyses: Nestler). The overlying peat and the colluvium were sedimentologically not investigated. The arrows point to four sampled wood pieces and show their calibrated age (cal BP).*

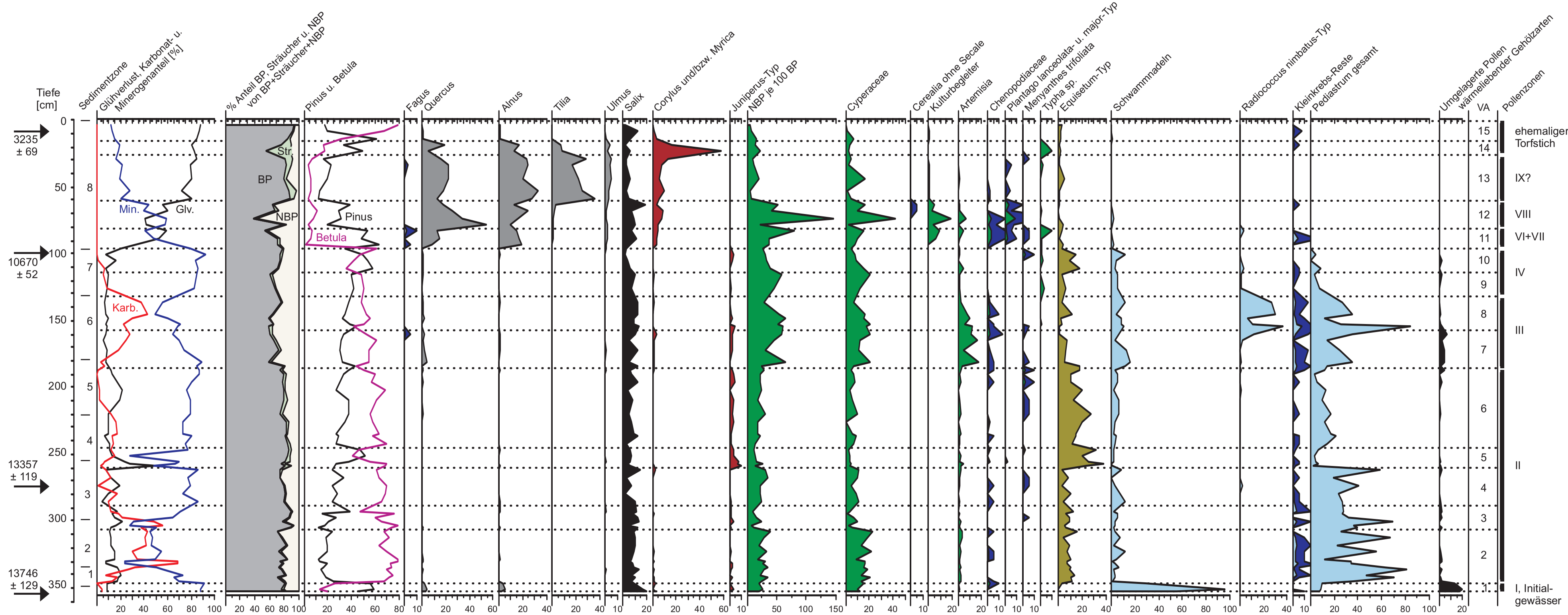



Abb. 10: Pollendiagramm des Seebeckens von Glowe sowie Sedimentzonen und Alter von vier Holzproben (in cal BP).

*Fig. 10: Pollen diagram of the Glowe lake basin. Also sediment zones and ages of four wood samples (given in cal BP) are shown.*

VA 7 spricht ähnlich wie schon in VA 1 für das Auftreten stärkerer Substratumlagerungen. VA 8 wurde nur aufgrund des noch erhöhten *Artemisia*-Anteils der Jüngeren Dryas zugeordnet, könnte zum Teil aber auch schon dem frühen NBP-reichen Präboreal zuzuordnen sein. Die VA 9 und 10 weisen aufgrund abnehmender Anzahl der Gewässerzeiger und der Zunahme vor allem von *Equisetum* ebenso wie auch die *Pinus*-Dominanz in VA 10 auf einen fallenden Grundwasserspiegel hin, der auch die Ursache für den Sedimentationsausfall zwischen jüngerem Präboreal und dem jüngeren Älteren Atlantikum bildet.

Mit zunehmendem Grundwasseranstieg im Älteren Atlantikum entstand ein Versumpfungsmoor, das bis in die gegenwartsnahe Zeit aufwuchs. Gewässerindikatoren fehlen, ausgenommen zeitweise ein Torfstichgewässer, nahezu völlig. Durch Torfstich und Entwässerung fehlt dem Moorkörper zumindest der oberste Sedimentmeter mit Torfen aus der Slawenzeit, der Zeit der deutschen Ostkolonisation und jüngeren Entwicklungsabschnitten, was sich auch im fast völligen Fehlen von *Fagus, Carpinus* sowie Getreide- und Unkrautarten widerspiegelt.

Einzige pollenanalytisch über *Plantago lanceolata* und punktuell auch mittels Pollen vom *Triticum*-Typ nachweisbare agrarische Nutzungsphase bildet die Bronzezeit (80-60 cm unter Flur, VA 12). Die obersten 25 Profilzentimeter zeigen als Folge der Austorfung im Pollenbild einen mehrfachen Sukzessionswechsel. Auf eine Phase der Massenausbreitung von *Corylus* bzw. *Myrica gale* und *Typha latifolia* (Verlandungszeiger) folgt eine solche der *Pinus*- und *Polypodiaceae*-Dominanz sowie abschließend die das heutige Vegetationsbild im Becken widerspiegelnde Phase mit *Betula*-Dominanz (VA 14 u. 15).

Die einheitlich ausgeprägte **Molluskenfauna** der SA 1-4 ist arten- und individuenarm und verweist auf ein Stillgewässer mit z. T. stagnierenden Bedingungen. Terrestrische Elemente fehlen völlig. Die SA 5, 6 und 8 lieferten kein Material, in SA 7 waren lediglich Fragmente von *Sphaerium corneum* sowie ein Bruchstück von *Valvata piscinalis* enthalten. Aussagen beschränken sich somit auf das Allerød.

Bei den Schnecken überwiegen *Valvata piscinalis* ssp., *Radix* cf. *balthica*, und *Gyraulus crista*. Zudem fanden sich vereinzelt *Gyraulus laevis* und *Hippeutis complanatus*. Bei den Kleinmuscheln überwiegen *Sphaerium corneum*, *Pisidium nitidum*, *Pisidium obtusale lapponicum* und *Pisidium hibernicum*. *Pisidium obtusale* ist durch die Reaktionsform *lapponicum* vertreten. Es handelt sich um die einzige echte kaltzeitliche Leitform, welche bisher in Glowe gefunden wurde. Während *lapponicum* in Mitteldeutschland häufig ist, wurde sie aus Mecklenburg-Vorpommern bisher nicht gemeldet! In den SA 1-4 wurden Fischreste (Flossenstacheln, Wirbel, Schuppen, Kieferreste) nachgewiesen. Identifiziert werden konnte mit Schuppen und Kieferresten der Flussbarsch (*Perca fluviatilis*).

Reinhard Lampe, Wolfgang Janke, Stefan Meng

**Abstract:** At the cliff near Glowe the sediments of a palaeo-lake crop out. Above a Weichselian till the sequence starts with a humous layer high in wood pieces and mosses. A $^{14}$C-date point to Meiendorf (Erl-14741: 11842 ± 39 BP). The layer is heavily disturbed, probably due to cryoturbation. The sediment accumulated above consists of organic mud, in layers enriched with mollusc shells. Due to the distribution of organic, calcareous and siliciclastic substances 8 sediment zones can be distinguished which are related to water level fluctuations and relief stability in the surroundings. The lake silted up during the Younger Dryas and desiccated in the Early Preboreal. The overlying peat started to grow only in the Early Atlantic. In the upper third of the peat section some archaeological finds were detected, most probably of Bronze Age. Due to the palynological analysis the uppermost 25 cm of the peat layer are disturbed due to peat exploitation. The age of the colluvium is still unknown.

## Stop 3: Prorer Wiek und die Feuersteinfelder der Schmalen Heide

*Prorer Wiek and the flint pebble fields of the barrier Schmale Heide*

Die **Prorer Wiek** ist eine der beiden großen Ostseebuchten im Nordosten und Osten von Rügen, die während der Eiszeit wiederholt Gletscherzungen aufnahmen. Exaration (Pleistozänbasis bei ca. -100m), austauendes Toteis und Auskolkung durch Schmelzwasser modellierten ihren Untergrund, aber auch den der ihnen vorgelagerten Hohlformen der heutigen Jasmunder Bodden. Nach der Eisschmelze waren diese Geländedepressionen Teil eines Systems von Schmelzwasserstauseen. Mit der Rückverlagerung des Eisrandes liefen diese Becken weitgehend leer, wurden aber weiterhin von Schmelzwasser-Abflussbahnen durchzogen. In der Prorer Wiek wurden zahlreiche Toteishohlformen gefunden, die während oder nach dem Austauen mit fossilführenden Feinsanden und Schluffen in Wechsellagerung gefüllt wurden (Abb. 11). Datierungen an Muschelschalen der Gattung *Pisidium* ergaben Alter um 13.000 und 11.000 BP (= 16.000… 12.600 cal BP) und weisen bei den jüngeren Altern auf Verbindungen zum Baltischen Eissee hin. Das Yoldia-Meer (ca. -40 m) hat Rügens Küsten nicht erreicht. Auch der Ancylus-See hat nach neuesten Untersuchungen einen Stand von ca. -20 m nicht überschritten und ist lediglich in den damaligen Mündungsbereich der Oder östlich vor Rügen eingedrungen. Während der Littorina-Transgression wurde die Wiek schnell überflutet, die Mächtigkeit der marinen Sande beträgt meist nur wenige Dezimeter, Schlickablagerungen in den tieferen Bereichen können mehrere Meter umfassen.

**Die Schmale Heide** ist eine der größten Nehrungen Rügens. Bei durchschnittlich 1 km und maximal 1,5 km Breite hat sie von Mukran bis Binz 9,5 km Längserstreckung. Mit ihrer boddenwärtigen Seite grenzt sie streckenweise an pleistozäne Hochgebiete mit fossilen Kliffen (Halbinseln Thießow und Buhlitz). Eine Besonderheit ist das massenhafte Auftreten von Feuersteinen in ihrem Nordteil (Abb. 12). 15-17 Geröllstrandwälle bestehen in einem ca. 40 ha großen, 2.500 m langen und 300 m breiten Areal (NSG „Feuersteinfelder bei Mukran“) zu ca. 90 % aus Feuersteinen und zu nur ca. 10 % aus nordischen Geschieben. Die Wälle setzen am N-Rand der Nehrung an und divergieren, verfla-

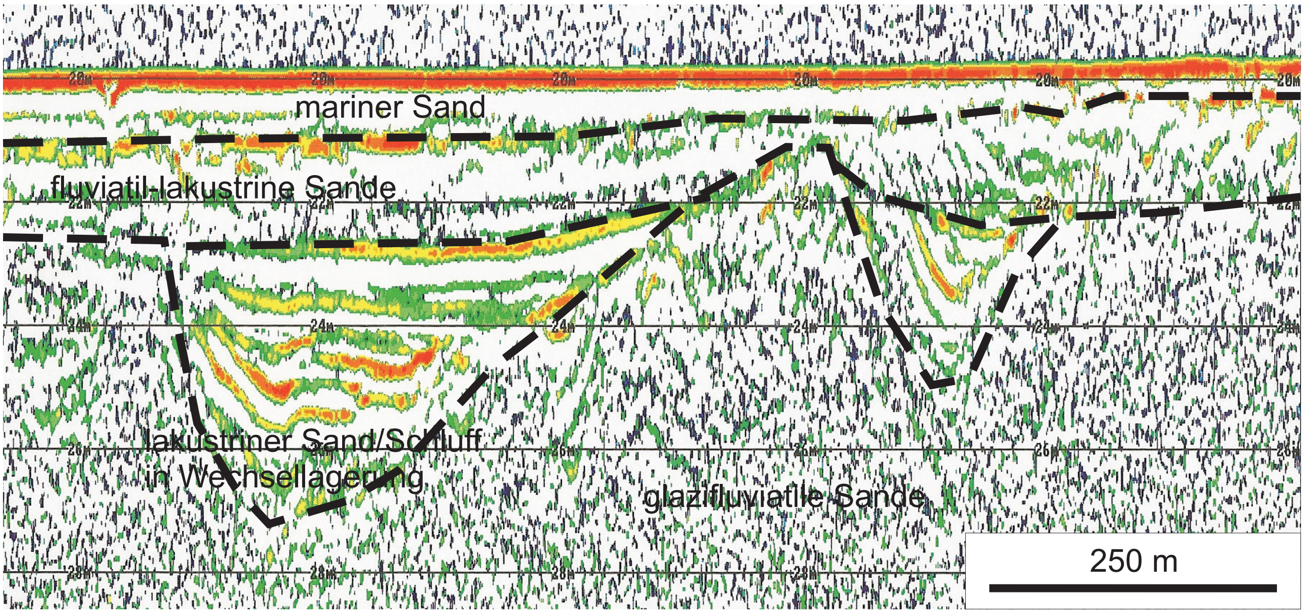



Abb. 11: Sedimente und Lagerungsstrukturen im NE-Bereich der Prorer Wiek, Sedimentecholotaufzeichnung.

*Fig. 11: Sediments and bedding structures in the NE section of Prorer Wiek, sediment echosounder record.*

chen und verbreitern sich südwärts. Nachteilige Veränderungen erfolgten im 19. Jahrhundert durch die Entnahme großer Mengen von Flint als Mahlsteine für die Kugelmühlen der Keramikindustrie (1882-1884 ca. 1000 m³).

Nur wenige Bohrungen geben Aufschluss über den Aufbau der Nehrung im Bereich der Feuersteinfelder (Abb. 13). Der Geschiebemergeloberfläche liegt nach Schmidt (1957/58) bei -26 m und damit ungewöhnlich tief. Darauf lagernde karbonathaltige Fein- und Mittelsande sind bis ca. -12 m diatomeenfrei, bis -10 m enthalten sie Süßwasserdiatomeen (v.a. *Ellerbeckia arenaria* und *Diploneis domblittensis*). An Mollusken sind *Valvata* sp., *Pisidium* sp. und *Ancylus fluviatilis* nachgewiesen. Es folgt ein ca. 20 cm mächtiger frühatlantischer Torf, der wiederum durch ca. 1,5 m mächtiger Süßwassersande bedeckt ist. Die Diatomeenflora entspricht der *Melosira*-Flora des Ancylus-Sees. Bei



Abb. 12: Die Schmale Heide mit NSG Feuersteinfelder, im Hintergrund Prora und Binz. (Foto R. Lampe 2007)

*Fig. 12: Schmale Heide and NPA Feuersteinfelder, in the background Prora and Binz. (Photo R. Lampe 2007)*

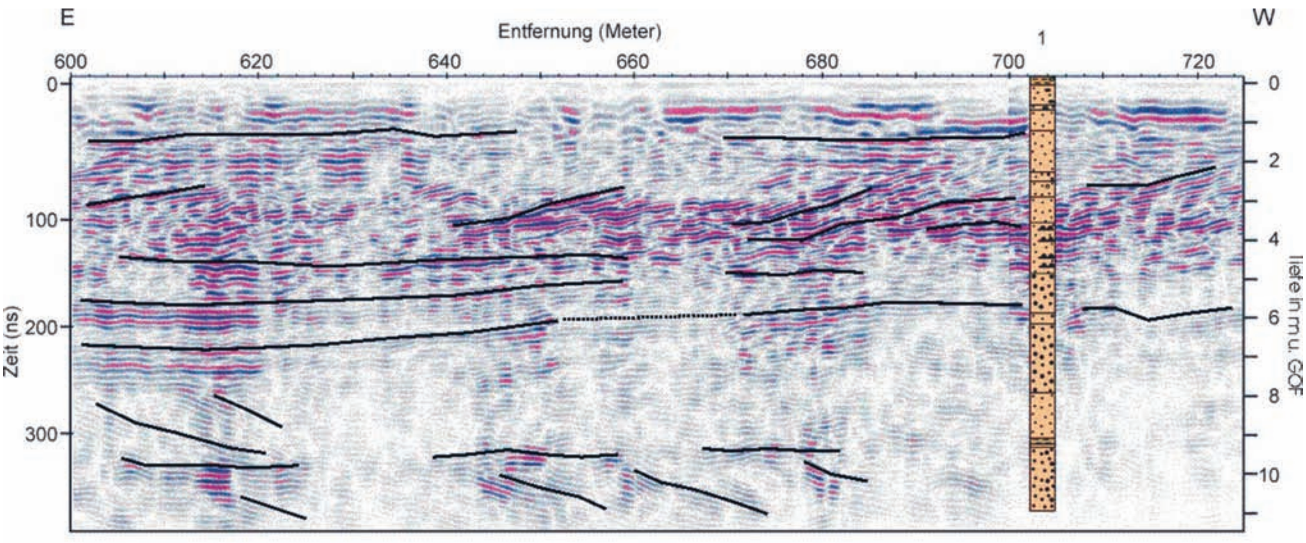



Abb: 13: Georadarprofil mit E-W-Verlauf, aufgenommen im S-Teil des NSG Feuersteinfelder, und Sedimentverteilung in der Bohrung SH1.

*Fig. 13: East-west directed ground penetrating radar profil, the southern section of NPA Feuersteinfelder, and sediment distribution in borehole SH1.*

ca. -5 m, teilweise bereits bei -10 m gehen die Süßwassersande in Sande mit marinen Mollusken über, die ab -4 m zunehmend zahlreiche Flintgerölle enthalten. Die nach E einfallenden Schichtblätter entsprechen der Progradation der Strandwälle. Die Schichtfolge wird im boddenwärtigen Bereich durch feinere Flugsande und Torfe abgeschlossen, im seewärtigen Teil folgen Sande der Braun-, Gelb- und Graudünen.

Das in Abb. 13 gezeigte Georadar- Profil verläuft im S-Teil der Feuersteinfelder senkrecht zum Streichen der Strandwälle und zeigt in Verbindung mit der Bohrung 1 (Profilmeter 702) – von oben nach unten – eine mehr oder weniger parallel geschichtete äolische Sanddecke (0-2 m), ostwärts einfallende Strandwälle (2-4,5 m) und horizontal geschichtete Sande (4,5-8 m). Zwischen Profilmeter 600 und 660 können westwärts einfallende Schichten identifiziert werden (7,5-9 m). Der in der Bohrung gefundene Torf zeichnet sich nur undeutlich ab. Darunter treten erneut Sande mit westwärts einfallender Schichtung auf.

Der zeitliche Rahmen der Entstehung der Feuerstein-

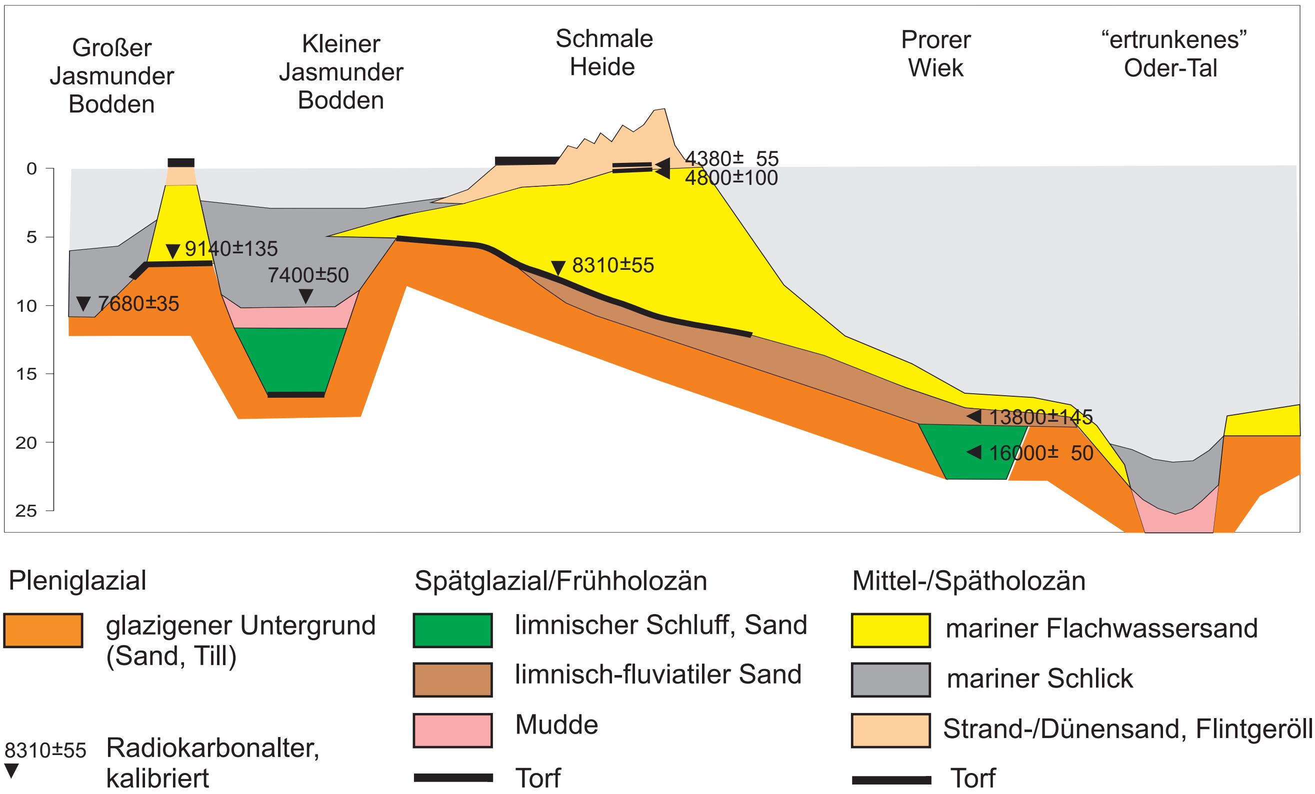



Abb. 14: Schematisiertes geologisches Profil vom Großen Jasmunder Bodden zur Prorer Wiek mit kalibrierten Radiokarbonaltern (cal BP).

*Fig. 14: Geological cross section from Großer Jasmunder Bodden to Prorer Wiek and calibrated radiocarbon ages (cal BP).*

felder wird durch nur wenige Daten eingegrenzt. Holz aus dem bereits erwähnten Torf lieferte ein Datum von 8310 ± 55 cal BP (KIA 26010) und bestätigt den palynologischen Befund. Die tiefstgelegene *Cardium*-Schale (-9,9 m) aus einer Bohrung im Kleinen Jasmunder Bodden zeigte ein Alter von 7400 ± 50 cal BP (KIA 19846), eine vergleichbare Probe aus dem Großen Jasmunder Bodden 7680 ± 35 cal BP (KIA 26578). Am Nordrand der Feuersteinfelder wurden in einem Rohrleitungsgraben zwei Torfschichten entdeckt, die auf marinen Sanden, aber unter einem 1,6 m mächtigen Geröllwall liegen. Die beiden Top-Lagen der Torfe erbrachten Alter von 4800 ± 100 (unterer Torf, Hv 24832) bzw. 4380 ± 55 cal BP (KIA 19818).

Die Genese der Nehrung stellt sich unter Berücksichtigung dieser Daten, der Bohrergebnisse aus den Jasmunder Bodden und der Prorer Wiek sowie der für den N-Rügener Raum vorgestellten relativen Meeresspiegelkurve wie folgt dar (Abb. 14): Das Gebiet ist spätestens 14500 cal BP eisfrei, jedoch durch tieftauendes Toteis gekennzeichnet. In den sich vertiefenden Hohlformen bilden sich belebte Kleinseen, die vor allem durch siliziklastische Sedimente aufgefüllt werden. Bis zum Ende des Allerøds ist dieser Prozess weitgehend abgeschlossen. Während der Jüngeren Dryas steigt der Wasserspiegel bis auf etwa -10..15 m an, es werden flächenhaft Süßwassersande abgelagert, im Bereich der heutigen Nehrung könnte es zu ersten Hakenbildungen gekommen sein. Präboreal und Boreal sind infolge wieder tieferen Wasserstandes im Ostseebecken durch eine terrestrische Entwicklung gekennzeichnet. Im Kleinen Jasmunder Bodden verbleibt ein Restsee, nur die Oderrinne vor Saßnitz wird vom Ancylus-See erreicht. Um 8900 cal BP beginnt mit dem Einstrom von Nordseewasser über die Dänischen Straßen die Littorina-Transgression. Die Überflutung des Nehrungssockels erfolgt um 8300 cal BP Die erste Phase des Wasseranstiegs ist noch durch limnische Sande repräsentiert, abgelagert im Oder-Ästuar, dessen Mündungsbereich sich schnell südwärts verlagert. Sie gehen sukzessive in marine, fein- bis mittelkörnige Sande über. Spätestens um 7400 cal BP haben sich marin-brackische Bedingungen bis in die Bodden durchgesetzt. Um 6800 cal BP erreicht der Meeresspiegel auf Rügen bereits eine Höhe von ca. -1 m NHN.

Der frühlittorinazeitlichen Archipel-Phase folgt der Zeitabschnitt des Küstenausgleichs, der vor allem von der Nordflanke ausgeht. Mit dem Aufbau der ältesten Strandwallgeneration beginnt die Phase der Progradation. Der positive Materialhaushalt und der nur noch unwesentlich steigende Wasserspiegel führten zu einer seewärtigen Verlagerung der Uferlinie. Die Feuersteinfelder sollten sich deshalb im Zeitraum von ca. 6500-4000 cal BP gebildet haben, sie sind zeitlich der Generation der Älteren Braundünen auf anderen Nehrungen gleichzusetzen. Auf den Strandwällen entdeckte Silex-Artefakte zeigen stets einen abgerollten, umgelagerten Zustand, so dass eine Zuordnung zur endmesolithischen Lietzow-Kultur (vgl. Stop 1) unsicher ist. Entsprechend der relativ kurzen Bildungszeit sollte der größte Teil der Feuersteine einer durch das Meer aufgearbeiteten glazifluviatilen Ablagerung entstammen, die sich vermutlich in der seewärtigen Fortsetzung der Niederung befand, in der heute die Wostewitzer Teiche gelegen sind (Mukraner Riff). Vergleichbare glazifluviatile Schotterkörper sind von Dwasiden (Exkursion Rügen I, Stop 5) und von anderen Kliffstrecken Rügens bekannt. Die völlige Schließung der Nehrung erfolgte vor etwa 3000 Jahren im Bereich des Schmachter Sees bei Binz.

Reinhard Lampe, Wolfgang Janke

**Abstract:** The Schmale Heide and the neighbouring Prorer Wiek and Jasmund lagoons were investigated using sediment core analysis, sediment echosounding and ground penetrating radar in order to establish an evolutionary model for south Baltic barriers. The results show that the area became deglaciated at least at about 14500 cal BP. Thawing dead ice resulted in numerous depressions in which small lakes evolved but silted up until the end of the Allerød. Ostracods and molluscs like *Pisidium* and *Valvata* are evident. During the Younger Dryas the water table rose to about -10 to -15 m leading to widespread accumulation of limnic sand layers. During the early Holocene the area belongs to the mainland. The Littorina transgression which started about 8900 cal BP reached the area at c. 8300 cal BP and a level of about -1 m msl at 6800 cal BP. The barrier growth started from the northern edge and between 6500 to 4000 cal BP the beach ridge plane evolved and prograded rapidly. Due to a long lasting stagnation of the sea-level the underwater profile became equilibrated to the wave forces and a perfect swash aligned shoreline evolved. The final closure of the barrier is dated to 3000 cal BP when the southern tip closed the connection to the lake Schmachter See near Binz.

## Stop 4: Die steinzeitliche Fundstelle Stralsund-Mischwasserspeicher

*The Stone Age site Stralsund-Mischwasserspeicher*

Unmittelbar nördlich der Stralsunder Altstadt wurde im Jahre 2002 ein Wasserspeicher angelegt (Stralsund Fundplatz 225). Während der baubegleitenden archäologischen Untersuchungen konnte nach der Abtragung neuzeitlicher Aufschüttungen eine Uferzone steinzeitlicher Siedlungsplätze bis in eine Tiefe von ca. -3 m HN untersucht werden. Die Siedlungsplätze wurden in typischer Spornlage am Übergang vom Strelasund zu einem alten Nebenarm angelegt (Abb. 15). Die Fundstelle zeichnete sich durch gute Erhaltungsbedingungen aus und drei steinzeitliche Einbäume aus Lindenholz sind unter den Funden besonders hervorzuheben. Die nachfolgende Darstellung stützt sich im Wesentlichen auf Kaute, Schindler, Lübke 2004 und Lübke 2004.

Einbaum 1 und 2 lagen benachbart und parallel zum ehemaligen Ufer. Einbaum 2 war durch die Sedimentauflast flachgedrückt und auf einer Länge von etwa 8 m und

einer Breite von 0,6-0,7 m erhalten. Auf dem Boden des Einbaums deutet eine dunkle Stelle auf die Lage einer ehemaligen Feuerstelle wie sie auch in anderen Booten dieser Zeit nachgewiesen sind. Einbaum 3 war in mehrere Teile zerbrochen und auf einer Länge von etwa 9 m und einer Breite von 0,6-0,7 m erhalten. Am Boden konnten neben typischen Beilspuren wiederum Hinweise auf Feuerstellen festgestellt werden (Abb. 16). Auch wenn im Ostseegebiet verschiedentlich Reste mesolithischer Einbäume beobachtet wurden, so repräsentieren die Stralsunder Funde für das südliche Ostseegebiet sehr gut erhaltene Exemplare. In der Uferzone lagen im Bereich der mesolithischen Fundschicht größere Baumstämme, die dendrochronologisch auf die Zeit zwischen 5100 und 4800 denBC datiert sind. AMS-Daten weisen mit ca. 4720 v.Chr. (Einbaum 2, KIA 24235: 5853 ±34 BP) und ca. 4750 v.Chr. (Einbaum 3, KIA 24236: 5901 ±34 BP) auf eine etwas jüngere Zeitstellung der Boote hin.

Nur wenige Meter entfernt konnten in einer höher gelegenen Sandschicht Reste eines mit 12 m Länge besonders großen Einbaums (Nr. 1) dokumentiert werden, der mit seiner Unterseite nach oben lag. Die Bordwände waren abgerissen und nur teilweise erhalten. Einbaum 1 datiert um 3850 v.Chr. (KIA 24234: 5040 ±26 BP) und gehört in die Zeit der neolithischen Trichterbecherkultur. Damit im Einklang steht die Auffindung von 35 Scherben von Gefäßen der Trichterbecherkultur, darunter ein auf ca. 4000 v.Chr. datierter früher Trichterbecher (KIA 20434: 5194 ±30 BP) mit Einstichen unter dem Rand.

Andreas Kotula, Thomas Terberger

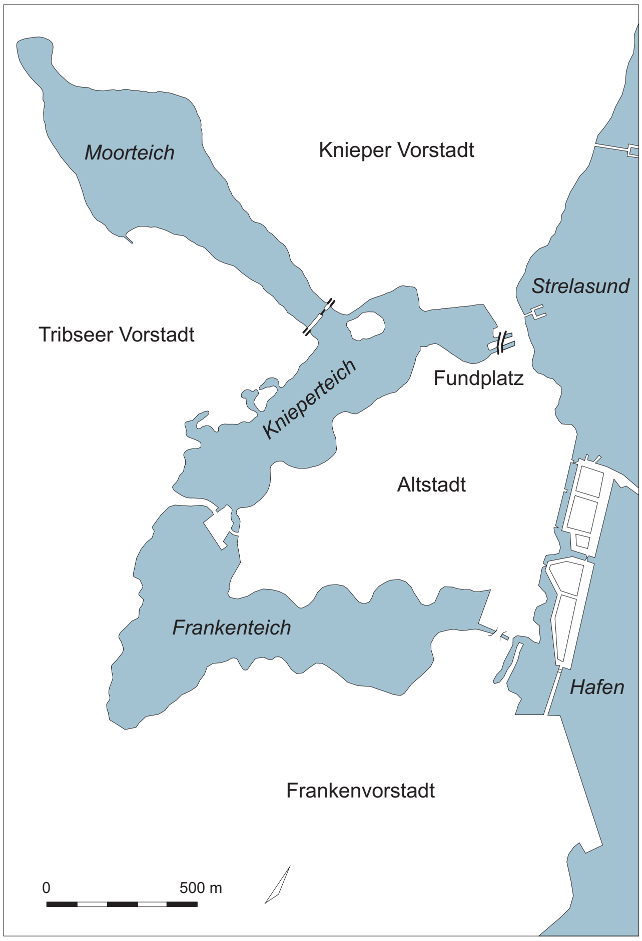



Abb. 15: Stralsund 225 (Mischwasserspeicher). Lage des Fundplatzes auf einer Karte von 1869 (nach Kaute et al. 2004).

*Fig. 15: Stralsund 225 (Mischwasserspeicher). Location of the site on a map from 1869 (after Kaute et al. 2004).*

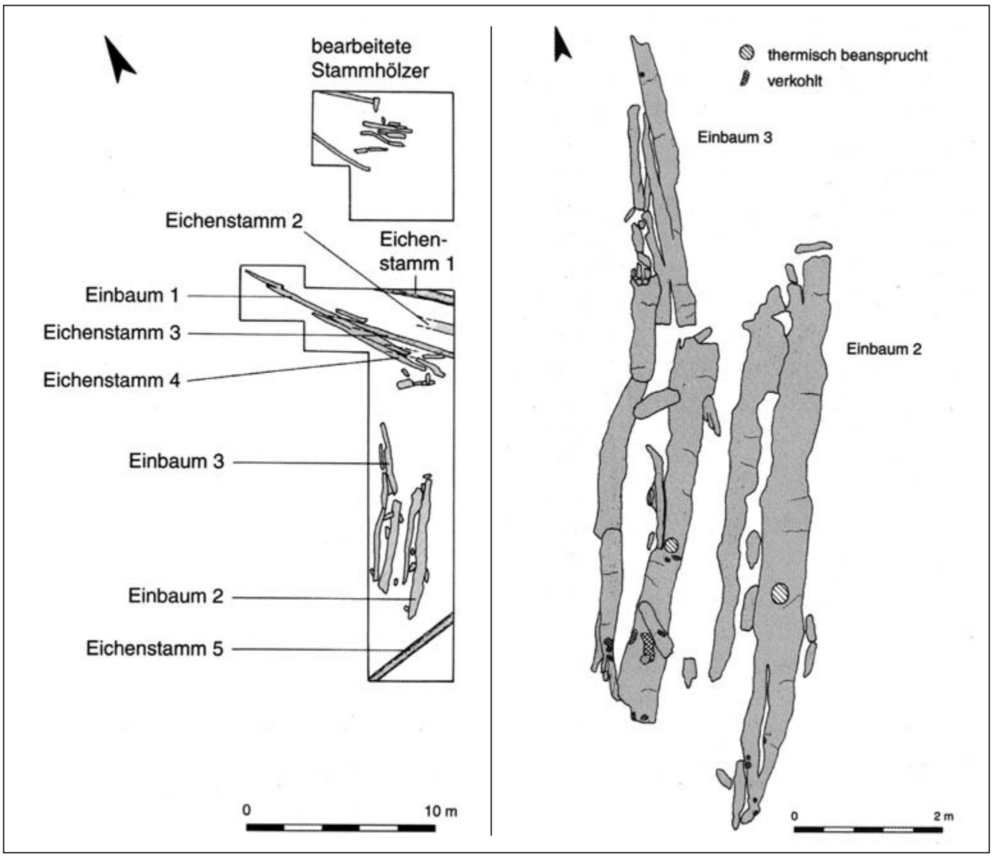



Abb. 16: Stralsund 225 (Mischwasserspeicher). Links: Übersichtsplan. Rechts: Einbäume 2 und 3 (nach Kaute et al. 2004).

*Fig. 16: Stralsund 225 (Mischwasserspeicher). Left: Overview of the site. Right: Dug out 2 and 3 (after Kaute et al. 2004).*

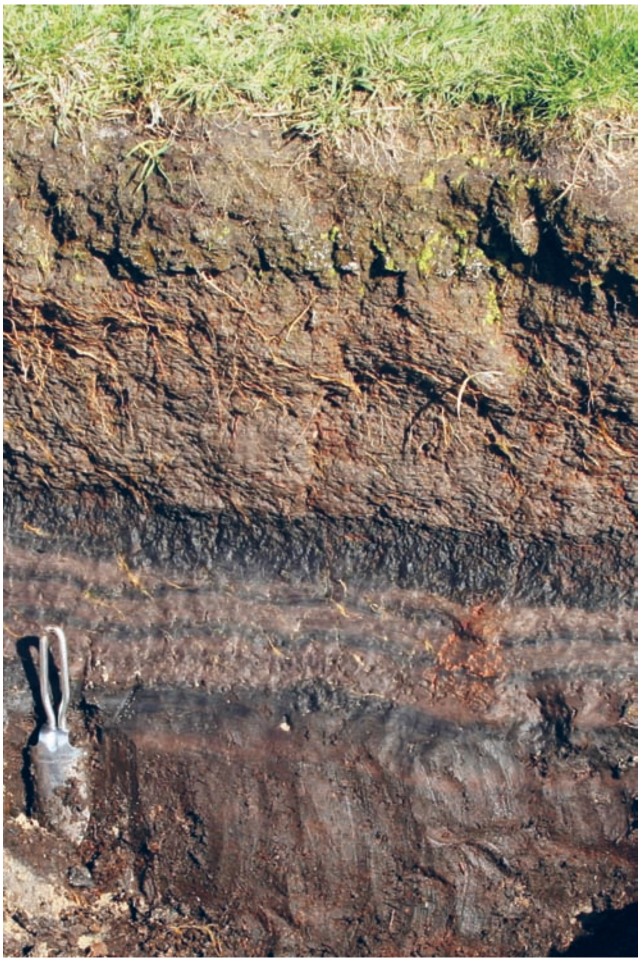
**Abstract:** Excavations in Stralsund in 2002 brought the shore area of a Stone Age settlement zone to light. Organic remains were preserved, so three Stone Age dug outs in good conservation could be recovered. Two of them were dated to the Ertebølle culture around 4700 B.C. and had a length around 8-9 m. Characteristic features were rests of small fire places in both canoes. Another 12 m long dug out was dated to 3850 B.C. and belongs to the Funnel Beaker culture, which corresponds to finds of pottery from this culture on the site. One Funnel Beaker fragment was dated to ca. 4000 B.C. and confirms a very early Neolithic settlement phase on the location.

F

## Stop 5: Karrendorf-Kooser Wiesen – Salzwiesen und Küstenmoore als Archive der Meeresspiegelentwicklung

*Karrendorf-Kooser Wiesen – Salt marshes and coastal fenlands as archives of sea-level development*

Die Karrendorfer Wiesen (ebenso wie die südlich des Kooser Sees gelegenen Kooser Wiesen) sind typisch ausgebildete Salzgrasländer, wie sie bis in die 1930er Jahre in großer Zahl entlang der südbaltischen Boddenküste zu finden waren: Über weichselglazialen Ablagerungen (Grundmoräne, Becken- oder Schmelzwassersande) sind in geschützter Lage an der Peripherie der Bodden Moore aufgewachsen, die heute die randlichen Depressionen weitgehend ausfüllen. Die holozäne Torfbildung begann im Älteren Atlantikum und war noch limnisch geprägt, bald darauf setzte Brackwassereinfluss ein und der steigende Meeresspiegel der Littorina-Transgression begann das Aufwachsen des Moorkörpers zu steuern. Entsprechend des Meeresspiegelanstiegs war dieser Prozess um 5000 cal BP weitgehend abgeschlossen und in der Folgezeit durch einen nur sehr langsam vor sich gehenden Anstieg gekennzeichnet.



Vor 1200 Jahren lag das Meerespiegelniveau bei etwa -0,7 m NHN. Danach setzte erneut ein schneller Anstieg ein (Jungsubatlantische Transgression) und führte zur Überflutung der Randbereiche der Bodden. Je nach hydrodynamischer Exposition entstanden dabei weiträumige Flachwasserbereiche oder gerieten die Küstenmoore vermutlich längere Zeit unter Wasser. Sie wurden dabei überschlickt, später setzte sich das Torfwachstum erneut durch. Mit dem Beginn der Kleinen Eiszeit war offensichtlich ein Meeresspiegelrückgang oder zumindest eine –stagnation verbunden, die zu einer oberflächigen Austrocknung der Küstenmoore und zur Torfdegradation führte. Der mit dem Ende der Kälteperiode wieder einsetzende Wasserspiegelanstieg führte erneut zur Ausbildung eines Schlickhorizontes. Seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erfolgt das Aufwachsen eines Salzgrastorfes.

Die Auswirkungen dieser Wasserspiegelschwankungen sind an den Ufern des Kooser Sees deutlich erkennbar (Abb. 17). Die anfangs noch limnisch (72cm unter Flur (u. Fl.), entspr. 22 cm unter Mittelwasser, wurde ein Alter von 5155 ± 285 cal BP bestimmt), später brackisch geprägten Schilf-Torfe (4080 ± 140 cal BP, 64 cm u. Fl.) schließen mit einem Zersetzungshorizont (Untere Schwarze Schicht) ab, der das Ende des schnelleren Meeresspiegelanstiegs markiert. Das Pollenbild der Pleistozänflächen ist durch einen *Pinus-, Tilia-* und *Ulmus*-reichen EMW, das der Küstenniederungen durch *Alnus* bei niedrigen NBP-Anteilen gekennzeichnet, Pollen von Acker- oder Weidezeigern sind nicht nachzuweisen, Brackwasserdiatomeen indizieren episodische Überflutungen (Abb. 18).

Es folgt eine Untere Schlickschicht, in der die Organogen-Gehalte auf weniger als 20% zurückgehen, im Pollenbild fallen hohe Pollendichte- und *Chenopodiaceae*-Werte ebenso wie das Einsetzen der *Plantago maritima*-Kurve auf, bei den Diatomeen verweisen z. B. *Campylodiscus echeneis*–Dominanz auf Brackwasser und *Diploneis interrupta* auf Wasserspiegel-schwankungen und zumindest zeitweiliges Trockenfallen. Holzkohlestücke aus dieser Schicht ergaben ein $^{14}$C-AMS-Alter von 1877 ± 224 BP, sind aber höchstwahrscheinlich umgelagert und eventuell zu alt.

Die folgende Obere Schwarze Schicht ist das Resultat der Mineralisation eines Torfes, der sich nach der Schlickbildungsphase der Jungsubatlantischen Transgression bildete. Sie unterlag von der Oberfläche je nach Standort in unterschiedlichem Maße auch der Abtragung durch Wasser, Wind und/bzw. Nutzung. Sie führte am Standort Kooser Wiesen (Abb. 17) zum Verlust von Teilen der Pollenzonen Xa mit dem *Fagus*-Maximum der Jüngeren Slawenzeit und Xb mit der deutschen Ostkolonisation und deren unmittel-

Abb. 17: Zersetzungshorizonte im Küstenüberflutungsmoor Kooser Wiesen.
*Fig. 17: Decomposition horizons in the Kooser Wiesen salt marsh.*

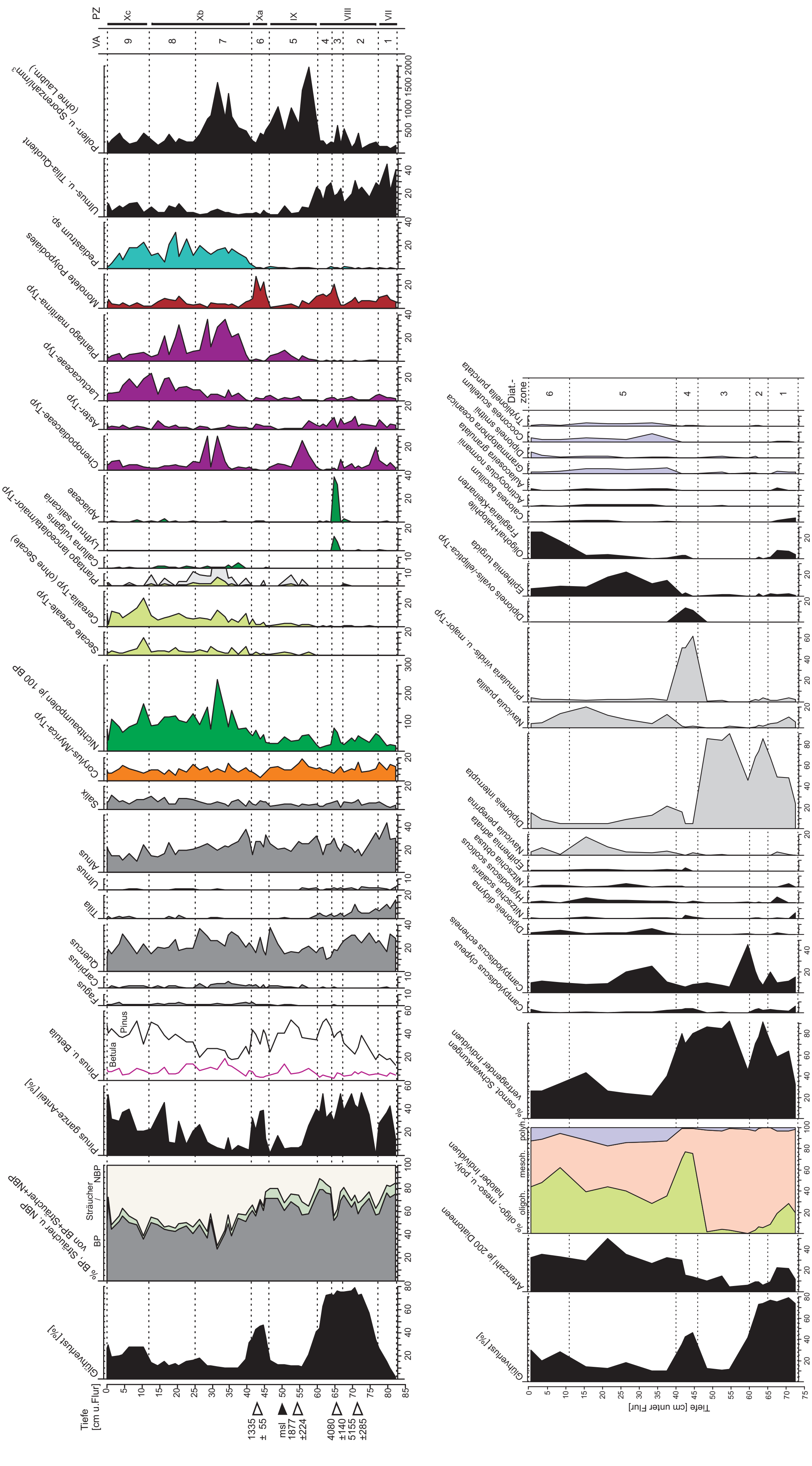



Abb. 18: Pollen- und Diatomeendiagramm eines Moorprofils der Kooser Wiesen.
*Fig. 18: Pollen and diatom diagram from a peat profile located in the Kooser Wiesen salt marsh.*

barer Folgezeit. Der erhalten gebliebene Bereich des *Polypodiaceae*-reichen Torfes entspricht einem Zeitraum mit noch nahezu geschlossener Bewaldung und erst inselhafter ackerbaulicher Nutzung. Die sehr hohen Pinus-ganze-Werte belegen für jene Zeit ruhige Sedimentationsverhältnisse. Das Diatomeenbild der oberen Schwarzen Schicht ist in Kontrast zu den angrenzenden Schichten durch elektrolytreiche Bedingungen tolerierende Oligohahalobier (*Pinnularia viridis*- und *maior*-Typ, *Diploneis ovalis* u. a.) gekennzeichnet. An Austrocknungsrissen ist die Schicht versetzt, z.T. wohl auch durch späteren (?) Viehtritt verwürgt. Ein $^{14}$C-Datum ergab 1335 ± 55 cal BP.

Im Hangenden folgt die stark schluffige, humusarme **Obere Schlickschicht**. Das Pollenbild ist durch die Zunahme von Getreidepollen und das verstärkte Auftreten von *Botryococcus* und vor allem *Pediastrum* gekennzeichnet. Die Zunahme von *Betula, Quercus, Carpinus* und das *Calluna*-Maximum zw. 38-33 cm unter Oberfläche werden mit dem 30-jährigen Krieg in Zusammenhang gebracht.

Es folgt darauf ein **moos- und seggenreicher Salzgrastorf**, der in Ufernähe durch zahlreiche dünne, sandige Tempestitlagen gegliedert ist. In uferferneren Bereichen keilen die Tempestitlagen aus, der Torf ist hier durch höhere Organogengehalte charakterisiert. Steigende *Pinus*- und Getreide-Pollenzahlen verweisen auf zunehmende forstliche bzw. landwirtschaftliche Nutzung ab Mitte des 19. Jahrhunderts. Eine markante Sandlage bei 14-15 cm u. Fl. wird der extremen Sturmflut von 1872 zugeordnet.

Die Salzgrasländer sind in der Vergangenheit einem mehrfachen Nutzungswandel unterworfen gewesen. Die Pollenanalysen zeigen, dass mit der deutschen Ostkolonisation die Zahl der NBP, der Kulturbegleiter und der *Chenopodiaceae* stark ansteigen, was auf Rückdrängung der Feuchtwälder und Bildung von Spülsaumgesellschaften hinweist. Der Wandel von Schilf- zu Grastorf legt gleichzeitig die Nutzung der Röhrichte durch Weidevieh nahe, die durch Verbiss und Tritt zur Herausbildung einer gras- und seggendominierten Ersatzgesellschaft führte. Historische Quellen belegen, dass zwischen 1697 (Schwedische Matrikelkarte) und 1835 (Preußisches Urmesstischblatt) die Länge der Entwässerungsgräben von 0 auf 4,1 km/km² anstieg. 1850 erfolgte eine erste Eindeichung und die Entwässerung über Sielbauwerke. Um 1920 wurde die Zwangsentwässerung erweitert. 1988/89 erfolgte eine Grundinstandsetzung des Meliorationssystems sowie ein Vollumbruch mit Neuansaat. 1993 wurde mit dem Bau eines neuen Riegeldeiches vor Karrendorf und dem Rückbau des alten Deichsystems die erste große Ausdeichungsmaßnahme in NE-Deutschland verwirklicht.

Reinhard Lampe, Wolfgang Janke

**Abstract:** The Karrendorf-Kooser Wiesen salt marsh is typical for the Holocene fenlands which fill the sheltered marginal depressions of the inner coastal waters along the southern Baltic coast. The peat accumulation started in the Early Atlantic in a still fresh environment. Due to the rising sea-level (Littorina transgression) brackish conditions exerted and since then the level of the Baltic controlled the peat growth. About 1,200 years ago the sea level was located c. -0.7 m NHN and started to rise faster again (Late Subatlantic Transgression) after a 4,000 years long lasting period of stagnation. The former fenlands were flooded and mud accumulated. During the cold period of the Little Ice Age the sea-level fell or came at least to a halt and the coastal fenlands desiccated. The decomposed peat built a black, pitchy layer which is to observe as a widespread phenomenon in coastal fens. After the end of the Little Ice Age and the incipient sea-level rise mud and peat accumulation started again but became also influenced by artificial drainage and agricultural use.

## Literatur / *References*

Dietrich, R., Liebsch, G. (2000): Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. – Zeitschrift f. Geologische Wissenschaften 28(6): 615-624.

Hirsch, K., Klooss S.; Klooss, R. (2007): Der endmesolithisch-neolithische Küstensiedlungsplatz bei Baabe im Südosten der Insel Rügen. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 55: 11-51.

Holz, R., Hermann, C., Müller-Motzfeld, G. (1996): Vom Polder zum Ausdeichungsgebiet: Das Projekt Karrendorfer Wiesen und die Zukunft der Küstenüberflutungsgebiete in Mecklenburg-Vorpommern. – Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern 32: 3-27.

Janke, W., Lampe, R. (1996): Relief, Morphogenese und Stratigraphie der Karrendorfer Wiesen. – Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern 32: 28-42.

Jöns, H., Lübke, H., Lüth, F., Terberger, T. (2007): Prehistoric settlements and development of the regional economic area. Archaeological investigations along the Northeast-German Baltic Sea coast. – Bericht der Römisch-Germanischen Kommission 88: 149-188.

Kaute, P., Schindler, G., Lübke, H. (2004): Der endmesolithische/frühneolithische Fundplatz Stralsund-Mischwasserspeicher – Zeugnisse früher Bootsbautechnologie an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. – Jahrbuch Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern 52: 221-241.

Kliewe, H., Janke, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. – Peterm. Geogr. Mitt. 126(2): 65-74.

Kotula, A. (2009): Der endmesolithische Fundplatz Saiser 1 (Lietzow-Buddelin), Kr. Rügen, im Lichte der Grabungen 2002-2003. – 160 S.; Greifswald (ungedr. Magisterarbeit).

Lampe, R. (2004): Reliefgenese und Faziesdifferenzierung am mesolithischen Fundplatz von Lietzow-Buddelin

auf Rügen. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 2004-52: 185-195.
LAMPE, R. (2005): Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. – Quaternary International 133-134: 121-136.
LAMPE, R., JANKE, W. (2004): The Holocene sea-level rise in the Southern Baltic as reflected in coastal peat sequences. – Polish Geological Institute Special Papers 11: 19-30.
LAMPE, R., MEYER, H., ZIEKUR, R., JANKE, W., ENDTMANN, E. (2007): Holocene evolution of the irregularly sinking southern Baltic Sea coast and the interactions of sea-level rise, accumulation space and sediment supply. – Bericht der Römisch-Germanischen Kommission 88: 15-46.
LÜBKE, H., TERBERGER, T. (2004): Das Endmesolithikum in Vorpommern und auf Rügen im Lichte neuer Daten. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 52: 243-255.
LÜBKE, H. (2004): Ergänzende Anmerkungen zur Datierung der Einbäume des endmesolithisch/frühneolithischen Fundplatzes Stralsund-Mischwasserspeicher. – Jahrbuch Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern 52: 257-261.
RÖSSLER, D., LEMKE, W., MOROS, M. (2007): Reconstruction of the Littorina Transgression in the Western Baltic Sea. – Bericht der Römisch-Germanischen Kommission 88: 47-65.
SCHMIDT, H. (1957/58): Zur Geomorphologie des Naturschutzgebietes „Steinfelder auf der Schmalen Heide“. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald, math.-nat. Reihe 7(3/4): 267-276.
TERBERGER, T., SEILER, M. (2004): Flintschläger und Fischer – Neue interdisziplinäre Forschungen zu steinzeitlichen Siedlungsplätzen auf Rügen und dem angrenzenden Festland. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 52: 155-183.
TERBERGER, T. (2007): Neue Forschungen am steinzeitlichen Fundplatz Ralswiek-Augustenhof, Kr. Rügen. – In: SPEITEL, E., KÜSSNER, M., STOCK, M., OSTRITZ, S. (eds.), Terra Praehistorica. Festschrift für Klaus-Dieter Jäger zum 70. Geburtstag: 241-252; Weimar (Beier & Beran).

Exkursion G

# Die Greifswalder Oie – ein einzigartiges Vorkommen von präpleistozänen Schollen und Geschieben in einer hoch deformierten quartären Abfolge

## *Greifswalder Oie Island – A unique assemblage of pre-Pleistocene rafts and erratics in a highly deformed Quaternary sequence*

Karsten Obst, Jörg Ansorge

G

**Exkursionsroute** / *Itinerary*

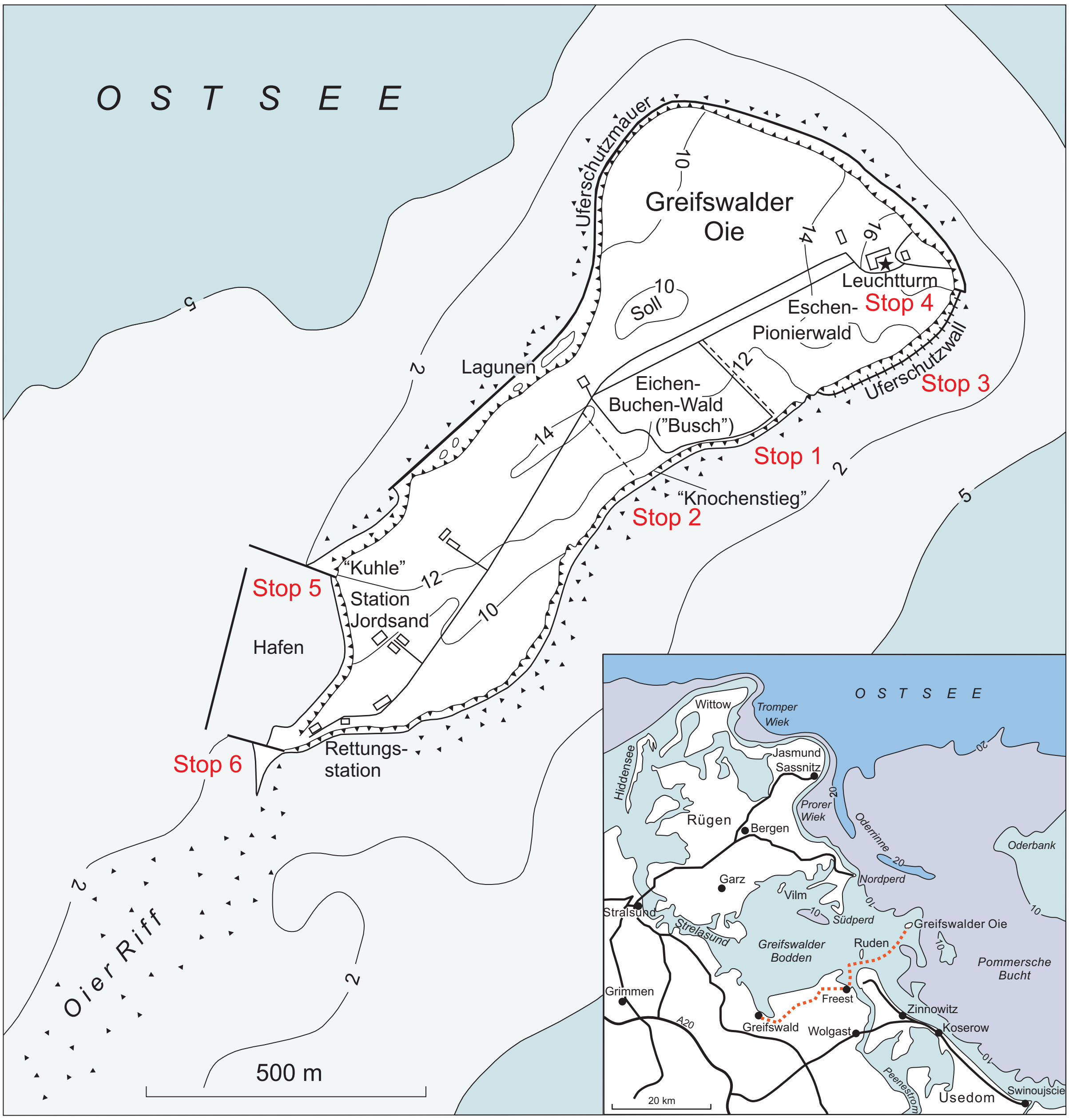



Abb. 1: Übersichtskarte der Greifswalder Oie (nach Knaust 1995b und Obst 2010, verändert) mit Lage der Exkursionspunkte.

*Fig. 1: General map of the Greifswalder Oie Island (after Knaust 1995b and Obst 2010, modified) with excursion stops.*

**Einführung**

Die Greifswalder Oie ist eine nur ca. 0,6 $km^2$ große Insel in der südlichen Ostsee. Sie liegt im Ausgangsbereich des Greifswalder Boddens zur Pommerschen Bucht. Der Peenemünder Haken (Usedom) im SW ist ca. 10,5 km entfernt, das Südperd (Halbinsel Thiessow/Rügen) im NW befindet sich in etwa 12,5 km Entfernung (Abb. 1).

Die Insel hat eine unregelmäßige Form mit einem größeren, rundlichen Teil im NE und einem daran anschließenden etwas schmaleren, dafür aber langgestreckten Gebiet im SW. Ihre Längserstreckung in Richtung NE–SW beträgt ca. 1.550 m und ihre maximale Breite 570 m (Abb. 1b und 2). Im SW schließt sich das Oier Riff an, eine mit großen Findlingen besetzte, etwa 3 km lange und 300 bis 600 m breite submarine Fortsetzung (Erosionsrest) der Insel.

Morphologisch bildet die Greifswalder Oie die höchste Aufragung in dem Stauch- und Stapelkomplex, der sich am Meeresboden zwischen SE-Rügen (Mönchgut) und der Usedom vorgelagerten Insel Ruden erstreckt. Vom Hafen im SW der Insel steigt das Gelände nach NE rasch an und geht in ein durchschnittlich 8-12 m hohes Plateau über. Überragt wird diese Inselhochfläche vom fast 19 m hohen Hellberg, der unweit nordöstlich des Leuchtturms den höchsten Punkt der Greifswalder Oie markiert. Die Oberfläche der Insel bildet eine ruhige, leicht wellige Grundmoränenlandschaft, die von einem teilweise über 1 m mächtigen Geschiebelehm aufgebaut wird.

Aufgrund der rasch voranschreitenden Erosion drohte das als „Helgoland der Ostsee“ bezeichnete Eiland in zwei Teile zu zerbrechen. Um den Küstenrückgang zu stoppen, veranlasste der preußische Staat an der Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert den Bau einer Schutzmauer bzw. eines Schutzwalles von fast 2 km Länge um etwa zwei Drittel der Insel. Besonders die am stärksten vom Wellenschlag betroffenen westlichen und nordöstlichen Bereiche des Kliffs wurden geschützt. Dadurch ist das Kliff hier weitgehend inaktiv und bewachsen sowie in einigen Bereichen zwischen der Steinmauer und dem Kliff leicht vermoort. Dagegen verändern sich die Kliffaufschlüsse an der südöstlichen Küste der Greifswalder Oie auch heute noch ständig. Wind und Wellen sowie Niederschläge und Frost erodieren das Steilufer. Das herabfallende Material akkumuliert sich am Klifffuß zu teilweise mehrere Meter hohen Kliffhalden, die erst bei Hochwasserständen über einem Meter wieder abgetragen werden; zuletzt geschehen bei der Sturmflut vom 14./15. Oktober 2009 mit einem Hochwasser von fast 1,30 m über dem Normalstand.

Jüngere geologische Untersuchungen beschränken sich vornehmlich auf das aktive SE-Kliff. Die sehr gut aufgeschlossene pleistozäne Schichtenfolge ist durch eine ungewöhnliche Vielzahl eingelagerter präpleistozäner Schollen sowie mannigfaltige syn- bis postsedimentäre Deformationsformen (Belastungsmarken, Verfältelungen, diapirartige Injektionen, Schuppen, Falten, Scherbahnen etc.) auf engstem Raum charakterisiert. Die älteren, kretazischen und tertiären Ablagerungen stammen ursprünglich von der östlich der Insel gelegenen Antiklinalstruktur des Pommerisch-Kujawischen Walls. Sie belegen eine abwechslungsreiche geologische und tektonische Entwicklung im Bereich der Pommerschen Bucht.

Insbesondere untereozäne, karbonatisch zementierte Aschetuffe, die als sogenannte Zementsteine in Schollen oder als Geschiebe vorkommen, ermöglichen Rückschlüsse auf Transport- und Sedimentationsbedingungen vulkanischer Förderprodukte. Diese wurden im Zusammenhang mit Riftprozessen vor ca. 54 Mio. Jahren im Nordatlantik gebildet. Die basaltischen Aschen sind in Jütland (Dänemark) und in angrenzenden Gebieten der Nordsee sowie in Norddeutschland verbreitet. Reliktisch sind sie sogar aus den österreichischen Alpen bekannt. Sedimentstrukturen und der Fossilinhalt der Zementsteine von der Greifswalder Oie zeigen an, dass die Ablagerung in einem relativ flachen Teil des Norddeutschen Beckens erfolgte. Neben einer reichen Ichnofauna und einigen Vertebraten, wurden



Abb. 2: Luftbild der Greifswalder Oie im Sommer 2010 von Osten aufgenommen. (Foto K. Grabowski/www.luftbildruegen.de)

*Fig. 2: Aerial photograph of the Greifswalder Oie taken in summer 2010 from the East. (Photo K. Grabowski/www.luftbildruegen.de)*

zahlreiche fossile Insekten bestimmt. Die Mikrofauna der Zementsteine enthält marine Diatomeen und agglutinierte Foraminiferen, die zum Teil von Sedimentfressern aufgearbeitet wurden.

Darüber hinaus lassen neue stratigraphische und paläontologische Untersuchungen auf der Greifswalder Oie erkennen, dass die quartäre Schichtenfolge nicht nur glaziale Sedimente der Saale- und Weichselvereisungen umfasst, sondern auch Mikrofossilien führende brackisch-marine Ablagerungen enthält, die einen früh- bis mittelweichselzeitlichen Meeresvorstoß bis in das Gebiet der heutigen Odermündung anzeigen. Weiterhin können auf der Insel holozäne küstendynamische Prozesse beobachtet werden, die zur Bildung von jungen Landschaftsformen (Sandhaken, Oier Riff) führen. Einzigartig ist auch der Bestand an Großgeschieben unterschiedlichster Zusammensetzung und Herkunft, von denen einige als Geotope schutzwürdig sind.

**Introduction:** The Greifswalder Oie is a small island in the Baltic Sea situated in the east of the Greifswalder Bodden bight, near the islands of Rügen and Usedom. A highly deformed Pleistocene sequence with intercalated pre-Pleistocene rafts is best exposed at the SE cliff. Load casts, slumping structures, diapir like injections, glacial thrusts, folds and shear planes are the results of syn- to post-sedimentary deformation. The dislocated pre-Pleistocene Tertiary and Cretaceous sediments originate from the Pomeranian-Kujawian anticline, situated east of the island. Early Eocene carbonate concretions with cemented volvanic ash – the so called cementstones – occur as glacial rafts and erratic boulders. Large amounts of volcanic ash were erupted in the course of the North Atlantic opening about 54 Ma ago. The basaltic ashes are widely distributed in northern Jutland (Denmark) and adjacent areas in the North Sea and in northern Germany. Rare exposures are even known from the Austrian Alps. Sedimentary structures and the fossil content indicate that these sediments were deposited in a rather shallow marginal part of the North German Basin. Besides a diverse ichnofauna and a few vertebrates, numerous fossil insects were recorded. The microfauna of the cementstones contains marine diatoms and agglutinated foraminiferans of which many were digested and broken by sediment feeders

The Pleistocene succession comprises a Saalian till at the basis and overlaying Weichselian tills and glacialfluvial sediments. New stratigraphical and palaeontological investigations revealed a brackish-marine clay with microfossils of an Early to Middle Weichselian marine ingression into the Pomeranian Bay. Furthermore, recent processes of coastal dynamics can be observed on the Greifswalder Oie that led to formation of a sandy spit and a large riff on the eroded SW part of the island which is now covered by large erratic boulders. However, the coastal erosion and accumulation of sediments has been changed after a protecting sea wall was built at the turn from 19th to 20th century. Rather unique is the composition of erratic boulders originating from various areas in northern Europe. A few of them are worth to be classified as protected geosites.

## Forschungsgeschichte

Die geologische Erforschung der Greifswalder Oie reicht bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts zurück. Scholz (1869) erwähnte erstmals „tertiäre Schichten“ von der Insel. Eine umfassende Beschreibung der geologischen Verhältnisse stammt von Bornhöft (1885). In dieser Arbeit wird anhand schematischer Profildarstellungen vom SE- und NW-Kliff bereits die eistektonische Aufschuppung des Untergrundes sichtbar. Elbert & Klose (1904) befassten sich intensiv mit den präpleistozänen Schollen aus Kreide- und Tertiärablagerungen, die in die pleistozänen Ablagerungen eingeschuppt sind. Insbesondere die untereozänen Tonvorkommen und die darin eingelagerten karbonatisch zementierten Konkretionen (sogenannte Zementsteine) wurden von verschiedenen Bearbeitern petrographisch und paläontologisch untersucht (z.B. Gagel 1906, Schulz 1927). Quartärgeologische Untersuchungen der Greifswalder Oie, vor allem geschiebestatistische Analysen führten Richter (1933, 1937) und Münnich (1936) im Rahmen ihrer Arbeiten in Vorpommern durch. Einzelne Geschiebegruppen wurden detailliert bearbeitet, wie z.B. unterdevonische Konglomerate (Brotzen 1933).

Nach dem Zweiten Weltkrieg beschrieb Blüthgen (1952) in einer vergleichenden Studie die Inseln Greifswalder Oie und Ruden. Diese Arbeit basiert auf einem umfangreichen historisch-geographischen und zoologisch-botanischen Faktenmaterial. Erst nach 1989 konnten die naturwissenschaftlichen Untersuchungen auf der Greifswalder Oie fortgesetzt werden, da die Insel nach Jahrzehnten militärischer Nutzung wieder der geologischen Erforschung zugänglich war. Mehrmonatige Kartierungen von Knaust & Krienke (1993) bildeten zu Beginn der 1990er Jahre die Grundlage neuer stratigraphischer und sedimentologischer Arbeiten über die pleistozäne Schichtenfolge der Greifswalder Oie (z.B. Knaust 1995a). Weitere Ergebnisse dieser Untersuchungen, insbesondere detaillierte Kliffbeschreibungen wurden in verschiedenen Exkursionsführern veröffentlicht (z.B. Knaust 1995b). Auch die älteren, präpleistozänen Schollen rückten wieder in den Blickpunkt der geologischen Bearbeitung durch Wissenschaftler der Greifswalder Universität. Knaust (1992) und später Ludwig (2004) beschrieben die Sedimentstrukturen der Zementsteine. Ihre Bedeutung für die paläogeographische Rekonstruktion des Unter-Eozän hoben Ansorge & Reich (2004) hervor. Reich (1998) fasste die Untersuchungsergebnisse zu den Kreide-Schollen zusammen. Zusammenstellungen der auf der Greifswalder Oie vorkommenden Geschiebe gaben Knaust (1995b) und Hinz-Schallreuter & Schallreuter (2001). Spezialbearbeitungen sedimentärer Geschiebeassoziationen erfolgten z.B. durch Hinz-Schallreuter & Schallreuter (2000). Neue stratigraphische und paläontologische Untersuchungen führten zu überraschenden Ergebnissen (vgl. Obst 2010) und werden in dem vorliegenden Exkursionsführer diskutiert.

## Die pleistozäne Schichtenfolge

Bereits Bornhöft (1885) unterschied anhand der stratigraphischen Position am Kliff und der Färbung drei Geschiebemergel, einen „gewöhnlichen graublauen", einen „gelben" und einen „oberen gelben". Elbert & Klose (1904) berücksichtigten auch die unterschiedliche Zusammensetzung und gaben für die pleistozänen Schichten der Oie folgendes Normalprofil an: Über einem graublauen, blockreichen, sehr standfesten unteren Geschiebemergel (1) lagert ein grauer bis graubrauner oder hellgelb-graugelber, geschiebereicher mittlerer Geschiebemergel (2). Dieser Geschiebemergel zeigt Übergänge von fester toniger und kalkiger Ausbildung zu sandiger lockerer Beschaffenheit. Über einer Hauptdiskordanz folgt ein oberer, bräunlich gelber, geschiebearmer Geschiebemergel (3), der meistens lehmig ausgebildet ist. Er ist etwa 1-3 m mächtig, wobei die obersten 10-25 cm aus einer ausgelaugten, weißlichen, lockeren, feinsandigen Lehmdecke bestehen, die den Mutterboden trägt. Präpleistozäne Schollen sind nur in den beiden älteren Geschiebemergeln anzutreffen.

Zwischenzeitliche Auffassungen, wonach auf der Greifswalder Oie nur ein „Unterer Mergel" und ein „Oberer Mergel" vorhanden sind (Münnich 1936), wurden durch die geologische Neuaufnahme von Knaust (1995a) widerlegt. Anhand von Kliffkartierungen und Kleingeschiebeanalysen unterschied er zwischen einem „Unteren Geschiebemergel (m1)", einem zweigeteilten „Mittleren Geschiebemergel (m2)" sowie einem „Oberen Geschiebemergel (m3)". Der Untere und Mittlere Geschiebemergel sind häufig durch eine „kiesig-sandige Zwischenschicht (i1-Serie)" voneinander getrennt, wobei der untere Teil des Mittleren Geschiebemergels (m2-u) sowie überlagernde Sande dieser genetisch zugeordnet werden. Untersuchungen im Herbst 2009 führten jedoch zu einer weiteren Differenzierung der Zwischensedimente und Diskussion ihrer zeitlichen Einordnung (Obst 2010).

## Unterer Geschiebemergel (m1)

Der Untere Geschiebemergel (m1) tritt besonders an der Basis des aktiven, 6 bis 12 m hohen SE-Kliffs zusammen mit präpleistozänen Schuppen und Schollen (zumeist untereozäne Tone) auf. Die maximal sichtbare Mächtigkeit wird von Knaust (1995a) mit 3 m angegeben. Die wahre Mächtigkeit dürfte größer sein, denn mehrere hydrogeologische Bohrungen haben auch bei einer Endtiefe von 24,0 bis 37,5 m die Quartärbasis nicht erreicht, die in diesem Gebiet bei ca. 50 m Tiefe zu vermuten ist. Der tonige, geschiebearme Mergel weist überwiegend eine blaugraue Farbe auf, die nahe der Oberfläche infolge Verwitterung in ockerbraun bis bräunlichgrau übergehen kann und damit eine Abgrenzung zum überlagernden Geschiebemergel erschwert. Nach Knaust (1995b) handelt es sich um eine subglazial abgelagerte Absetzmoräne (lodgement till). An frischen Aufschlüssen ist er massig ausgebildet, teilweise zeigt er ein regelmäßiges Kluftmuster (Abb. 3). Seine fossil verwitterte, unregelmäßige Oberkante stellt eine markante Erosionsdiskordanz dar. Mitunter ist eine Geröllage ausgebildet, die zu den i1-Kiesen überleitet. Nach Knaust (1995a) unterscheidet sich die m1-Moräne geschiebestatistisch im Mittel durch höchste Gehalte an Paläozoischen Kalken (PK = 41%) und

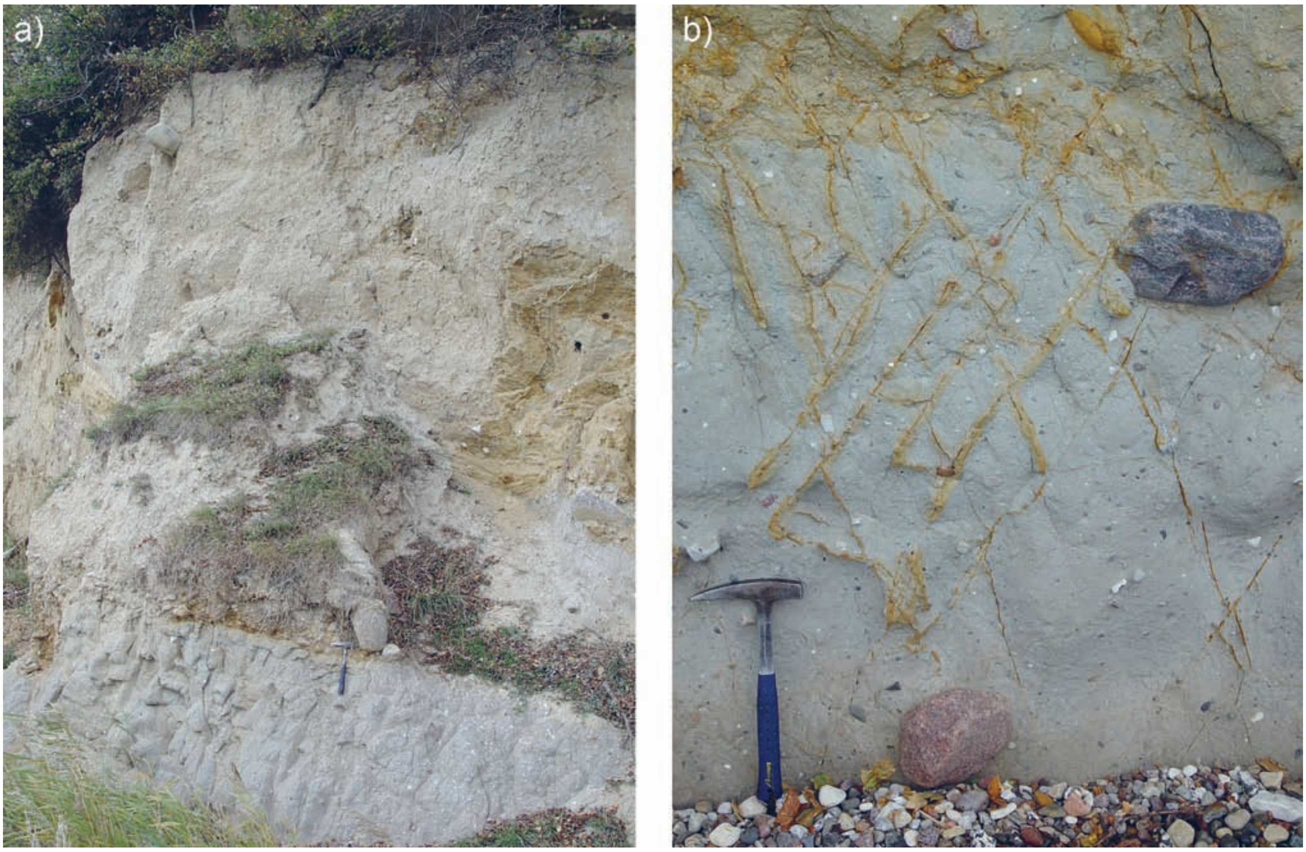



Abb. 3: (a) Graublauer, kompakter Unterer Geschiebemergel (m1) an der Basis des aktiven SE-Kliffs. (b) Weitständiges orthogonales Kluftmuster des m1-Geschiebemergels wird durch limonitische Imprägnationen nachgezeichnet. (Foto K. Obst)

*Fig. 3: (a) Grey-blue tight Lower till (m1) exposed at the bottom of the active SE cliff. (b) Spaced rectangular joint pattern of the m1 till is outlined by limonitic precepitation. (Photo K. Obst)*



G

Dolomiten (D = 3%) sowie geringe Gehalte an Mesozoischen Kalken und Feuersteinen (MK+F = 4+1%) von den jüngeren Geschiebemergeln. Er ist demnach mit dem oberen Teil des $M_1$-Geschiebemergels von NE-Rügen korrelierbar ($M_{10}$ nach Groth 1971, m1u nach Panzig 1991). Sein Kleingeschiebespektrum entspricht dem der jüngsten Saale-Moräne qs2 (? Warthe-Vorstoß; vgl. Müller & Obst 2006). Das Alter dieses Eisvorstoßes beträgt ca. 140.000 Jahre.

## Kiesig-sandige Zwischensedimente (i1)

In ungestörten Profilen folgt über dem Unteren Geschiebemergel und nach einer deutlichen Erosionsdiskordanz eine mehrere Meter mächtige kiesig-sandige Zwischenschicht (i1-Serie), die starken faziellen Schwankungen unterworfen ist (Knaust 1995a). Vertikal lässt sich eine grobe Untergliederung in Kies–Sand–Kies erkennen (Abb. 4), wobei jede Feinsequenz invers gradiert ist (coarsening upward). Ungeschichtete Lagerung, undeutliche Lamination sowie trogförmige Schrägschichtung dominieren. Im basalen Teil sind Anreicherungen von Kreide- und Geschiebemergel-Schlieren auffällig. Eozäne Tone sind ebenfalls als unregelmäßige Körper in die Abfolge eingeschaltet. Infolge einer sekundären Limonitisierung kann eine basale Geröllage verfestigt sein, wie dies am SE-Kliff unweit der südwestlichen Begrenzung der Uferschutzmauer zu sehen ist. Nach Knaust (1995b) repräsentiert der i1-Komplex eine durch Schmelzwässer entstandene glazifluviatile Aufarbeitung der liegenden Sedimente. Nach einem raschen Faziesweсhsel folgen Deltaablagerungen und in Schmelzwasserseen abgesetzte Sande sowie Fließmoränen (flow tills).

In den i1-Ablagerungen fanden Frenzel & Ansorge (2001) an der SE-Küste einen marinen Ton mit Foraminiferen und der vorherrschenden arktischen Ostrakodenart *Roundstonia globulifera* (Brady, 1868), die auch aus dem Cyprinenton von Arkona vorliegen. Leider fiel dieser Aufschluss der fortschreitenden Küstenerosion zum Opfer. Durch die Sturmflut vom 14./15. Oktober 2009 wurden zwischen dem m1-Geschiebemergel und den i1-Sanden erneut grünlichgraue und rötlichgraue Tone von insgesamt ca. 1 m Mächtigkeit frei gelegt. Ausgehend von einer ungestörten Position, zumindest innerhalb der pleistozänen Abfolge, könnte es sich um brackisch-marine Sedimente des Eem (Alter ca. 126.00-115.000 Jahre), aber auch um früh- bis mittelweichselzeitliche Ablagerungen handeln (Obst 2010; Abb. 5). Erste mikropaläontologische Untersuchungen der Foraminiferen und Ostrakoden zeigen eine große Übereinstimmung mit der von Frenzel (1993) beschriebenen Mikrofauna des Cyprinentons von Arkona/Rügen auf, dessen Alterseinstufung jedoch umstritten ist (vgl. Ludwig 2006). Eine Einstufung der i1-Tone in das Mittelweichsel würde zu Konsequenzen bezüglich der zeitlichen Einordnung der jüngeren Schichtglieder führen (s.u.)

Desweiteren konnten 2009 aus durch sekundäre Eisenausfällungen bräunlich gefärbten, reinen Quarzsanden der i1-Serie Knochenreste eines Großsäugers in-situ (!) aus dem Kliff geborgen werden (Obst 2010). Vermutlich handelt es sich dabei um ein zerschertes Schulterblatt eines Riesenhirsches *Megaloceros giganteus* (Blumenbach 1803); aber auch die Zugehörigkeit des Fundes zu einem größeren Elch kann nicht völlig ausgeschlossen werden (Meng et al. 2010). Eine $^{14}$C-Altersdatierung der Knochenreste ist in Vorbereitung.

## Mittlerer Geschiebemergel (m2)

Der am aktiven SE-Kliff der Greifswalder Oie häufig großflächig aufgeschlossene sandige Mittlere Geschiebemergel (m2) ist im Vergleich zum Unteren Geschiebemergel (m1) regellos geklüftet und nimmt teilweise die gesamte Kliffhöhe ein (Knaust 1995b). Er ist im angewitterten Zustand ocker bis grau-braun gefärbt und enthält oft zahlreiche sandige bis kiesige, glazifluviatile Einschaltungen oder tonige Einlagerungen des Eozän in Form von Linsen, Schlieren und Bändern. Nach Knaust (1995a) sind Foliationen und synsedimentäre Verfältelungen typisch. In einigen



Abb. 4: Mächtige Kiese und Sande der i1-Serie sind glazifluviatile Schmelzwasserablagerungen, die diskordant den Unteren Geschiebemergel (m1) überlagern. Blick aus Süden. (Foto K. Obst)

*Fig. 4: Thick gravel and sand layers of i1 series represent glacio-fluvial meltwater deposits that overlay discordantly the m1 till. View from the South. (Photo K. Obst)*

Abschnitten kann er in einen unteren Teil (m2-u) und einen oberen Teil (m2-o) gegliedert werden, die jeweils bis 5 m mächtig werden können und sich hinsichtlich ihres Geschiebespektrums deutlich voneinander unterscheiden.

Der m2-u weist aufgrund der lokalen Aufarbeitung zahlreicher cenomaner bis campaner Kreide-Schollen die höchsten Anteile an Mesozoischen Kalken und Flint (MK+F = 26+1%) sowie die geringsten Gehalte an Paläozoischen Kalken (PK = 24%) und Paläozoischen Schiefern (PS = 1%) auf (Abb. 6). Dagegen besitzt der m2-o im Vergleich mit allen anderen Geschiebemergeln der Greifswalder Oie die mit Abstand höchsten Werte an Paläozoischen Schiefern (PS = 12%) und ist nach Knaust (1995a) geschiebestatistisch mit dem basalen $M_2$-Geschiebemergel von NE-Rügen korrelierbar ($M_{2\alpha}$ nach Groth 1971, m2-2 nach Panzig 1991). Nach Untersuchungsergebnissen von Müller & Obst (2006) entspricht der dortige Geschiebemergel mit den höchsten Gehalten an Paläozoischen Schiefern einer typischen qw1-Moräne (Weichsel-Vereisung, Brandenburger/Frankfurter Vorstoß), allerdings sind seine PS-Werte noch höher. Das Alter dieses Eisvorstoßes beträgt ca. 22.000 Jahre. Eine Einstufung des unteren Teils des m2-Geschiebemergels ist schwierig. Während Knaust (1995b) ihn einem älteren Weichsel-Hochglazial zuordnet, zieht Obst (2010) auch eine Korrelation mit dem von Müller (2004) beschriebenen Warnow-Vorstoß (qW0) des Weichsel-Frühglazials vor ca. 70.000 bis 50.000 Jahren in Betracht. Letzteres steht jedoch im Widerspruch zu einer möglichen neuen Alters-

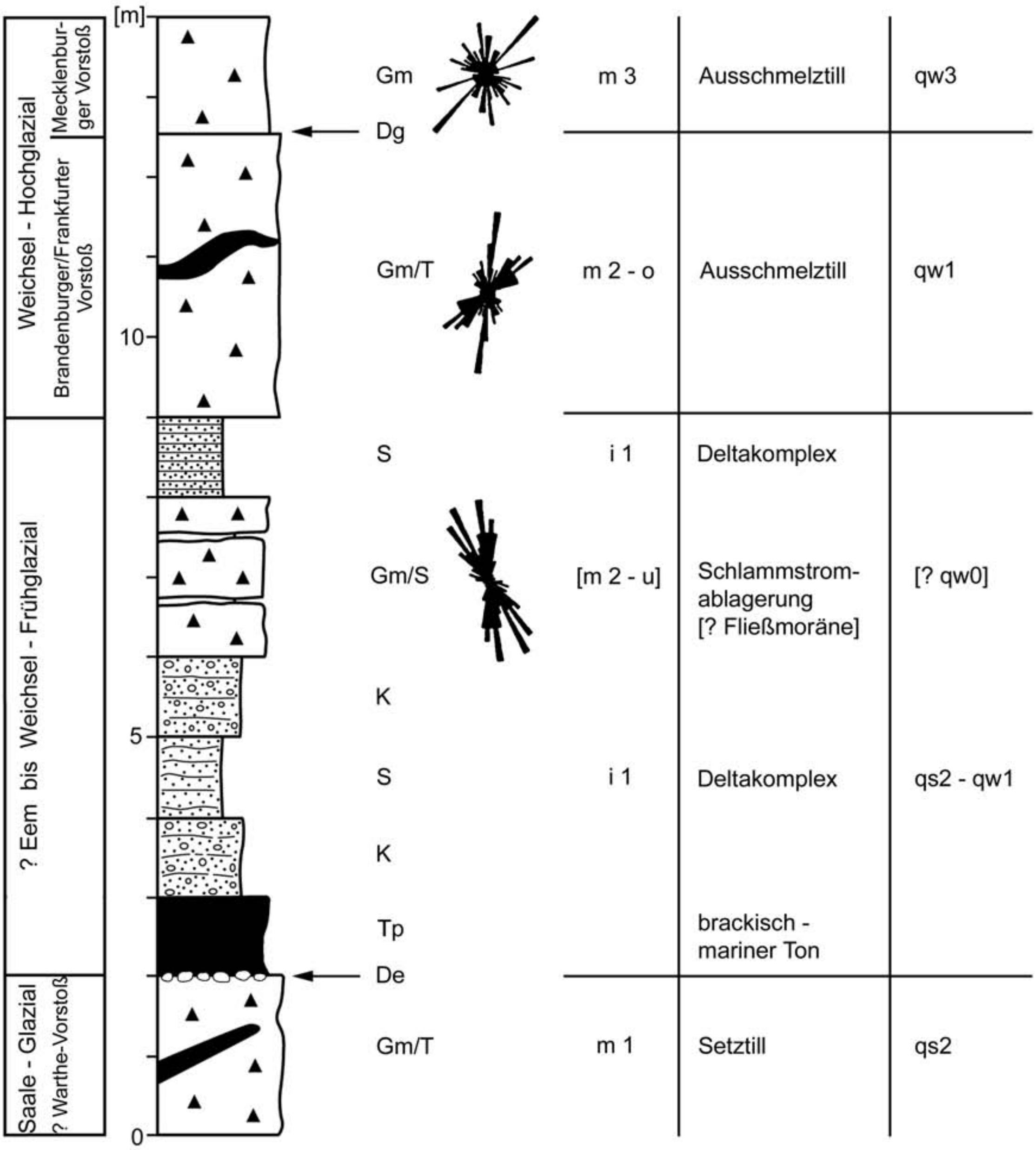



Abb. 5: Normalprofil der pleistozänen Schichtenfolge der Greifswalder Oie mit Einregelung der Geschiebelängsachsen (nach Knaust 1995a und Obst 2010, verändert). Gm – Geschiebemergel; K – Kies; S – Sand; T – Ton (Eozän), Tp – Ton (Pleistozän); De – Diskordanz, erosiv; Dg – Diskordanz, glazitektonisch; qs2 – Saale-Moräne, Warthe-Vorstoß; qw0 – Weichsel-Moräne, Warnow-Vorstoß; qw1 – Weichsel-Moräne, Brandenburger/Frankfurter Vorstoß; qw3 – Weichsel-Moräne, Mecklenburger Vorstoß.

*Fig. 5: Standard profile of the Pleistocene sequence of the Greifswalder Oie with orientation of longitudinal axes of erratic boulders in the till (after Knaust 1995a and Obst 2010, modified). Gm – till; K – gravel; S – sand; T – clay (Eocene); Tp – clay (Pleistocene); De – erosional unconformity; Dg – glacio-tectonical unconformity; qs2 – Saalian moraine, Warthe advance; qw0 – Weichselian moraine, Warnow advance; qw1 – Weichselian moraine, Brandenburg/Frankfurt advance; qw3 - Weichselian moraine, Mecklenburg advance.*

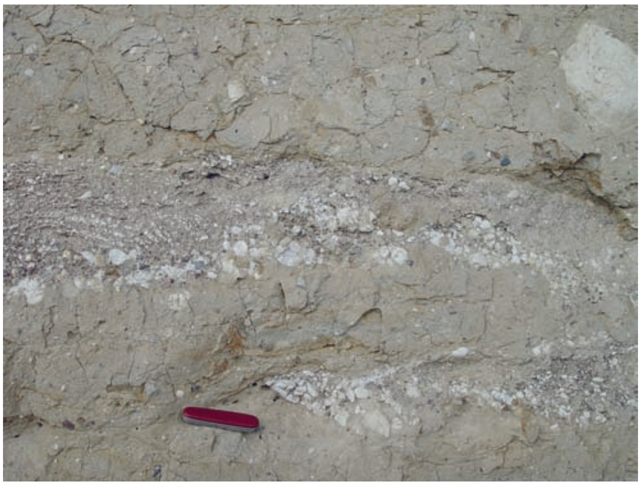


Abb. 6: Mittlerer Geschiebemergel (m2-u) mit einer Anreicherung von Kreidegeröllen in sandig-kiesigen Einlagerungen. Blick aus Südosten. (Foto K. Obst)

*Fig. 6: Middle till (m2-u) with sand and gravel intercalations enriched in chalk pebbles. Seen from the SE. (Photo K. Obst)*

einstufung der unterlagernden i1-Serie (s.o.) und erfordert eine Neubewertung der Schichtenfolge.

In diesem Zusammenhang gewinnt auch die von Knaust (1995a) vorgenommene Einschätzung, dass der m2-u (und die darüber folgende sandige Trennschicht zum m2-o) mit der i1-Serie und dem m1 genetisch verwandt sind, an Bedeutung. Nach Knaust (1995b) variiert die lithologische Beschaffenheit des m2-u von der Fazies einer Ausschmelzmoräne (meltout till) über die einer subaquatischen Moräne (waterlain till) bis zu einer Fließmoräne (flow till). Stellenweise nimmt das Sediment sogar den Charakter eines Schlammstroms (debris flow) an. Ein erhöhter Rundungsgrad der Kalkgeschiebe sowie die irregulär gerundeten, glänzenden Quarzkörner weisen glazigene Merkmale auf, die subaquatisch überprägt wurden (Knaust 1995a). Abweichend im Vergleich zu den anderen Geschiebemergeln der Greifswalder Oie sind die Geschiebelängsachsen des m2-u nicht überwiegend NE-SW eingeregelt, sondern streichen bevorzugt NNW-SSE. In dem Zentimeter bis Meter mächtigen, geschichteten Sandband oberhalb des m1-u sieht Knaust (1995b) den glazilakrustinen Abschluss der i1-Serie, in dem aufgearbeitetes m1-Material resedimentiert wurde. Dabei können auch Parallelen zu den im i1-Komplex von NE-Rügen beschriebenen Schlammstromablagerungen (Steinich 1992) gezogen werden.

## Oberer Geschiebemergel (m3)

Der meistens nur 1 bis 2 m mächtige sandige Obere Geschiebemergel (m3) überlagert die älteren, eistektonisch deformierten Schichtglieder diskordant. Seine Farbe ist ocker bis graubraun. Durch Entkalkungsprozesse geht er nach oben hin schnell in einen kalkfreien Geschiebelehm über, wogegen er an der Basis eine deutlich sichtbare Aufkalkung aufweist (Knaust 1995b). Oftmals ist hier eine „Kalkbank“ an der weißen Färbung zu erkennen. Auch sind an der Grenze zum unterlagernden m2-Geschiebemergel Kalkkonkretionen, sogenannte Lösskindel zu beobachten (Abb. 7). Sein Geschiebespektrum ist durch hohe Gehalte an Paläozoischen Kalken (PK = 40%) charakterisiert. Auch die Sandsteinanteile (S = 19%) sind extrem hoch. Dagegen weist er die geringsten Werte für Mesozoische Kalke (MK = 3%) und Flint (F = 0%) auf. Er wird nach Knaust (1995a und b) dem Mecklenburger Vorstoß der Weichsel-Vereisung zugeordnet und repräsentiert das Eiszerfallsstadium am Ende der Weichselvereisung vor etwa 15.000 Jahren. Dies wird durch relativ variable Einregelungen der Geschiebelängsachsen deutlich (Knaust 1995a).

## Präpleistozäne Gesteinsschollen

An den Steilufern der Greifswalder Oie sind verschiedene ältere, präpleistozäne Ablagerungen in die quartären Sedimente als schollen- oder linsenartige Körper eingeschuppt bzw. erscheinen infolge intensiver Verfaltung und Zer-

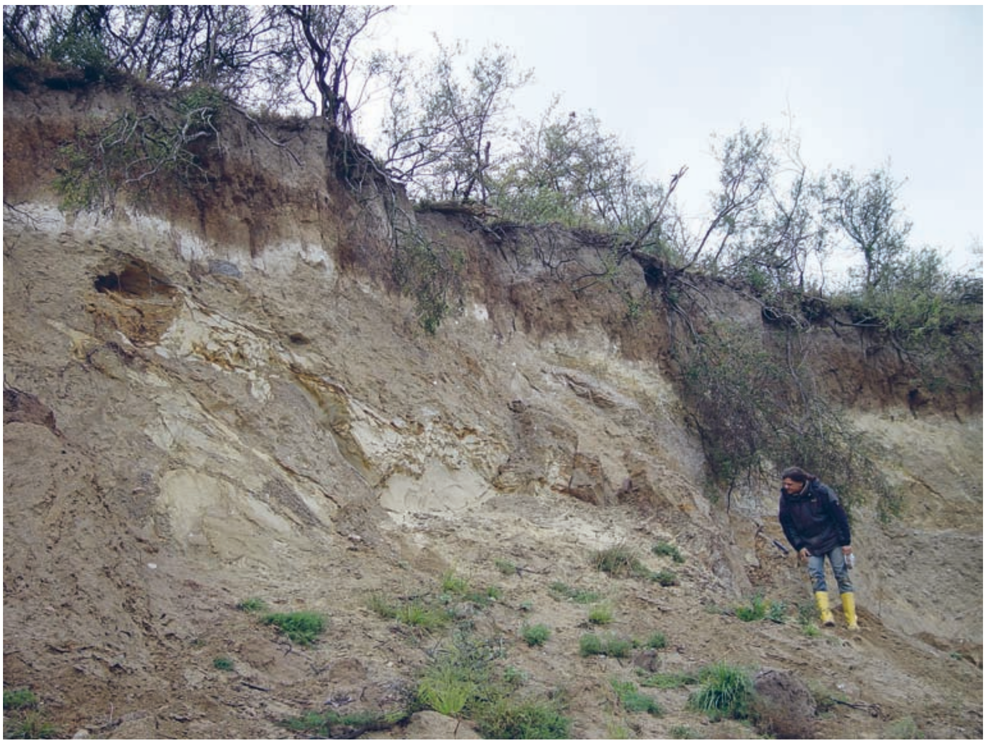


Abb. 7: Oberer Geschiebemergel (m3) mit markanter heller „Kalkbank“ an der Basis überlagert diskordant die älteren, teilweise intensiv deformierten pleistozänen Ablagerungen. Blick aus Südosten. (Foto K. Obst)

*Fig. 7: Upper till (m3) with distinct light “lime layer” due to precipitation in the course of soil formation processes, discordantly overlays the older highly deformed Pleistocene sediments. Seen from the SE. (Photo K. Obst)*

scherung überwiegend als langgestreckte schlierige Einlagerungen. Teilweise sind sie sogar in die überlagernden Schichten diapirartig eingepresst. Das Alter dieser vom vordringenden skandinavischen Inlandeis mitgerissenen Schollen reicht von der Unterkreide (Alb) bis ins Jungtertiär (Miozän/Pliozän).

## Kreide

Die auf der Greifswalder Oie gefundenen Kreidesedimente umfassen zeitlich die höchste Stufe der Unterkreide (Alb) sowie verschiedene Stufen der Oberkreide (Cenoman, Coniac/Santon, Campan). Schreibkreide des Maastricht, wie sie auf Rügen insbesondere an den Steilküsten Jasmunds und Arkonas verbreitet ist, wurde bisher nicht nachgewiesen. Während der im mittleren Alb beginnenden Meerestransgression wurden weite Teile des nördlichen Mitteleuropas überflutet und ältere Strukturen im Bereich der Norddeutsch-Polnischen Oberkreide-Senke von marinen Ablagerungen bedeckt. Das Meer erreichte während des Campan-Maastricht seine maximale Ausdehnung. An der Wende Kreide/Tertiär zog es sich infolge tektonischer Bewegungen nach Nordwesten zurück (Katzung 2004a).

Zu den ältesten Sedimenteinlagerungen in den quartären Abfolgen gehören dunkle Quarzsande und tonige Glaukonitsande, die Elbert & Klose (1904) erstmalig beschrieben und dem **Alb** zuordneten. Da sich die Aufschlüsse (6 Einzelvorkommen; bis 11 m hohe und 21 m breite Schollen) fast ausschließlich an der NW-Küste befinden, sind diese heute aufgrund des starken Bewuchses nach Errichtung der Küstenschutzmauer nur bedingt einer direkten Beobachtung zugänglich.

Nach Elbert & Klose (1904) liegen dem Alb unmittelbar phosphoritführende Mergel und Grünsandmergel des **Cenoman** auf. Dieses heute unzugängliche Vorkommen befindet sich ebenfalls an der NW-Küste. Weitere cenomane Kreidemergel sind am SE-Kliff im Bereich des „Busches“ aufgeschlossen (Abb. 8). Während nach Bornhöft (1885) das Vorkommen noch eine Länge von ca. 70 m aufwies, beschrieben Elbert & Klose (1904) eine linsenförmige Scholle von etwa 10 m Länge, die seitlich rasch auskeilt. Beobachtungen von Knaust (1995b) zufolge sind von dem einstmals zusammenhängenden Vorkommen sogar nur noch mehrere kleine Schuppen vorhanden. Reich (1998) berichtete von drei weiteren isolierten Kreidebändern nur wenige Zehnermeter nordöstlich und vermutet eine größere Ausdehnung derselben im Liegenden, da sich die Kreide bei Niedrigwasser im Bereich der Schorre relativ weit verfolgen lässt. Eigene Untersuchungen unmittelbar nach der Sturmflut vom 14./15. Oktober 2009 belegen, dass die zu erkennenden Ausmaße der weißen Kreideablagerungen je nach Anschnittslage und Hangschuttverbreitung variieren.

Knaust (1995b) beschrieb glazifluviatile Schmelzwasserablagerungen vom SE-Kliff unmittelbar südwestlich des Uferschutzwalles, in denen lokale Anreicherungen von Kreidematerial vorhanden sind. Nach mikropaläontologischen Untersuchungen sind diese schwach kantengerundeten Gerölle in das höhere **Coniac bis Santon** einzustufen.

An der nördlichen Hafenmole befand sich nach Elbert & Klose (1904) ein 28 m großes Kreidevorkommen. Heute ist davon nur ein kümmerlicher Rest auf einer Länge von etwa zwei Metern aufgeschlossen. Die Kreidescholle ist Teil einer markanten Kliffspitze, welche sich unterhalb der „Kuhle“ befindet, einer Einmuldung, die sich infolge einer leichten Rutschung gebildet hat. Nach Knaust (1995b) erlaubt die Foraminiferenfauna eine Einstufung in das **Campan** (oberes Unter-Campan bis unteres Ober-Campan).

## Tertiär

Zu den Ablagerungen des Tertiär gehören insbesondere die bräunlichgrauen Tone des Unter-Eozän mit den eingelagerten Zementsteinen. Ältere, ? paläozäne bzw. basale eozäne Schluffe und jüngere mio- bzw. pliozäne Sedimente sind dagegen selten und auch nicht sicher biostratigraphisch belegt.



Abb. 8: Kreide-Schollen des Cenoman am SE-Kliff, nordöstlich des „Knochenstiegs“, mit gleichsinnigem Einfallen nach NE. (Foto J. Ansorge)

*Fig. 8: Erratic rafts of Cenomanian chalk exposed at the SE cliff, northeast of "Knochenstieg", and uniformly dipping to the NE. (Photo J. Ansorge)*

G



Abb. 9: Eozäne Tone durchdringen als dunkle Schlieren die älteren pleistozänen Ablagerungen der Greifswalder Oie bzw. sind oft mit diesen gemeinsam deformiert. Kliffanschnitt an der SE-Küste etwa auf Höhe der Station Jordsand. (Foto K. Obst)

*Fig. 9: Eocene clay occurs as schlieren in the older Pleistocene deposits of the Greifswalder Oie, both are often deformed together. Cliff section at the SE coast at Jordsand station level. (Photo K. Obst)*

Neben vereinzelten Vorkommen grauer feinsandiger Schluffe, die vermutlich basale Sedimente des **Eozän** repräsentieren (U. Müller, freundl. mündl. Mitteilung 2009), kommen auch plastische Tone des mittleren Unter-Eozän (Ypres) mit walzenförmigen Phosphoritkonkretionen vor, wie sie von Ansorge & Reich (2004) von Wobbanz (Rügen) und Friedland (Mecklenburg-Strelitz) beschrieben wurden. An mehreren Abschnitten des aktiven SE-Kliffs treten bräunlichgraue Tone mit eingelagerten Kalkkonkretionen auf. Dabei handelt es sich um Äquivalente des untereozänen Moler von Nord-Jütland (Dänemark), wie bereits Deecke (1903) erkannte. Die Konkretionen wurden früher in Dänemark zur Zementherstellung verwendet, weshalb man sie als „Zementsteine" bezeichnete. Mithilfe planktonischer Foraminiferen konnte eine Alterseinstufung der Tone von der Greifswalder Oie an die Basis des Unter-Eozän vorgenommen werden (Knaust 1995b). Der Ton streicht häufig in Form von Schuppen, Bändern und Schlieren aus. Oftmals wurde er eistektonisch so stark beansprucht, dass er nicht horizontbezogen vorkommt, sondern in verschiedenen pleistozänen Schichtgliedern auftreten kann (Abb. 9).

Die sowohl in den Tonen als auch isoliert in Form von Lokalgeschieben auftretenden Zementsteine enthalten zum Teil große Mengen basaltischer Vulkanasche und weisen ausgeprägte Schräg- und Flaserschichtung, Wühlgefüge, Wohn- und Fraßbauten auf (Knaust 1992, Ludwig 2004). Besonders deutlich sind die Gefüge in den angewitterten Oberflächen zu erkennen (Abb. 10). Oft ist eine Wechselfolge von mächtigeren, dunklen Lagen aus pyroklastischem Material (mit einem hohen Anteil an basaltischen Glaspartikeln) und dünnen Staub bzw. tonigen Detritus führenden Karbonatlagen sichtbar. Die vitrischen Tuffe in den Zementsteinen von der Greifswalder Oie können mit der positiven Aschenserie Jütlands (Dänemark) korreliert werden. Es handelt sich um tholeiitische Basaltaschen, die vor 54 Mio. Jahren bei der Öffnung des Nordatlantiks zwischen Grönland und den Färöer-Inseln entstanden (Larsen et al. 2003). Sie stammen aus einem Gebiet um das heutige Island und wurden etwa 1.600 km weit bis zur Greifswalder Oie und sogar bis in den Alpenraum (vgl. Egger & Brückl 2005) transportiert.

Neue Untersuchungen an den Zementsteinen der Greifswalder Oie belegen die Existenz von zwei lithologisch unterschiedlichen Varietäten (Matting et al. 2010). In ihnen sind vielfach Makro- und Mikrofossilien erhalten. Neben Diatomeen (Schulz 1927) und Schwammnadeln (Hinz-Schallreuter & Schallreuter 2000) treten in den Konkretionen gelegentlich auch Fisch- und Pflanzenreste auf. Hervorzuheben ist das Vorkommen fossiler Hölzer und Koniferenzapfen (z.B. Gothan & Nagel 1922, Süss 1980, Knaust & Süss 1992). Auch wurden bereits Wirbel und



Abb. 10: Untereozäner Zementstein mit ca. 10 cm mächtiger, dunkler basaltischer Aschetufflage über einer hellen, karbonatisch zementierten Tondetritus/Staubtufflage an der Basis. Zum Hangenden folgt eine stark bioturbierte, fein geschichtete Wechsellagerung zwischen Asche und Detritus. Lokalgeschiebe im Ausstellungszentrum der Station Jordsand auf der Greifswalder Oie. (Foto J. Ansorge)

*Fig. 10: Early Eocene Cementstone with 10 cm thick dark basaltic ash layer covering a light carbonate cemented layer of detritic clay and volcanic dust at the basis. A highly bioturbated, densely stratified interbedding of ash and detritus follows to the top. Erratic boulder shown in the exhibition center of Jordsand station at the Greifswalder Oie. (Photo J. Ansorge)*

Zähne von Haien entdeckt (s.u.). Eine Besonderheit ist der Fund eines Wirbeltierfragmentes (? Schildkröte) in einer der eozänen Kalkkonkretionen (Obst 2010). Relativ häufig finden sich in den Zementsteinen Reste fossiler Insekten (Ansorge 1997, 2000).

Jungtertiäre Ablagerungen wurden von Knaust (1995b) von einer Sedimenteinschuppung im Bereich der ufernahen Schorre am Kliff südwestlich der NE-Ecke des „Busches" beschrieben, die nur bei Niedrigwasser zugänglich ist. Den Hauptteil bilden demnach ein feinkörniger, grünlicher (glaukonitischer) Sandstein, ein hellgrauer verfestigter Schluff und ein rötlichgrauer Ton. Phosphoritkonkretionen und fossile Hölzer sind häufig. Foraminiferen verweisen auf ein Alter dieser Sedimente im Grenzbereich **Miozän/Pliozän**.

## Sedimentäre und glazitektonische Deformationen

Die komplizierten Lagerungsverhältnisse der quartären Abfolge der Greifswalder Oie sind eindrucksvoll am SE-



Abb. 11: Zerscherte cenomane Kreidemergel zeigen einen Gletschervorstoß aus nordöstlicher Richtung an. SE-Kliff, ca. 50 m nordöstlich des „Knochenstiegs". Blick aus Südosten. (Foto K. Obst)

*Fig. 11: The sheared Cenomanian chalk suggests a glacial ice advance from north-easterly direction. SE cliff, approximately 50 m NW of "Knochenstieg". Seen from the SE. (Photo K. Obst)*

Kliff sichtbar. Die zahlreichen Aufschlüsse zeigen, dass insbesondere die Schichten unter dem Oberen Geschiebemergel (m3) unterschiedlich stark deformiert sind. Der rasche lithologische Wechsel und der damit verbundene heterogene Schichtenaufbau haben zu zahlreichen Deformationstypen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich geführt. Dabei kann zwischen syn-, meta- und postsedimentären Deformationsstrukturen unterschieden werden (Knaust 1995b).

Zu den syn- bis metasedimentären Strukturformen gehören nach Knaust & Katzung (unveröff.) schichtinterne Verfältelungen, Gleit- und Rutschungsstrukturen sowie Belastungsmarken, Entwässerungsmarken, „ball-and-pillow"-Strukturen sowie Diapirbildungen und Erosionsdiskordanzen. Sie entstehen bei gravitativen Fließprozessen oder werden durch Dichteunterschiede bzw. unterschiedliche Wassergehalte hervorgerufen. Im Mittleren Geschiebemergel (m2) treten häufig diamiktische, sehr sandige und laminierte Bereiche auf, die auf Suspensionsfließen und Ablagerung unter subaquatischen Bedingungen hinweisen.

Die hohen Anteile an präpleistozänen Sedimenten (Kreidemergel, eozäne Tone und Zementsteine) in den älteren Geschiebemergeln, aber auch in den glazifluviatilen Kiesen und Sanden weisen nach Knaust (1995a) auf eine Materialaufnahme durch das Eis, bei gleichzeitiger Einarbeitung in die pleistozänen Ablagerungen hin. Für die eozänen Tone hält er aufgrund ihres plastischen Verhaltens unter Wasserbeteiligung auch eine injektive Platznahme erst nach der Bildung der glazialen Sedimente für möglich.

Diese postsedimentären Deformationsstrukturen wurden durch glazitektonische Prozesse hervorgerufen und können sowohl am Rand des Inlandeises als auch subglazial gebildet worden sein. Neben steilen Aufrichtungen, intensiven Stauchungen und Verfaltungen sind Auf- und Überschiebungen besonders an der Geometrie und Orientierung der eingelagerten bzw. eingepressten tertiären Tone und untergeordnet auch der Kreidemergel zu erkennen (Abb. 9 und 11).

Der unterschiedliche Grad der Verformbarkeit von Ton und Geschiebemergel äußert sich teilweise in einer disharmonischen Faltung (Knaust & Katzung, unveröff.). Bei







Abb. 12: An Störungsbahnen gebundene, diapirartige Intrusionen von eozänen Tonen in gestauchten Geschiebemergeln. (Foto K. Obst)

*Fig. 12: Diapir like intrusions of Eocene clay into deformed till are related to thrust faults. (Photo K. Obst)*

G



Abb. 13: SW-vergente Faltenstruktur aus älteren pleistozänen Ablagerungen, die zusammen mit eozänen Tonen infolge des aus NE vorrückenden Gletschereises deformiert wurden. Die gestörte Abfolge wird diskordant von dem jüngsten Geschiebemergel (m3) überlagert. Kliffanschnitt an der SE-Küste etwa auf Höhe der Station Jordsand. (Foto K. Obst)

*Fig. 13: SW vergent fold built of older Pleistocene sediments, deformed together with Eocene clay by glacial advance from NE. The dislocated sequence is discordantly overlain by the youngest till (m3). Cliff section at the SE coast at Jordsand station level. (Photo K. Obst)*

erhöhter Beanspruchung kann es zu Ton- oder Schluffintrusionen in Form von Diapiren kommen (Abb. 12). Diese sind bevorzugt an tektonische Schwächezonen (Störungen, Verwerfungen) gebunden, die einen Aufstieg der plastischen Sedimente erleichtern.

Der ausgedehnte Schuppenbau wird von Knaust (1995b) im Zusammenhang mit dem jüngsten Mecklenburger Eisvorstoß des Weichsel-Glazials gesehen. Aber auch der Pommersche Eisvorstoß, von dem auf der Greifswalder Oie eine Grundmoräne in Analogie zu Hoch-Jasmund zu fehlen scheint (vgl. Müller & Obst 2006), muss als stauchender Gletschervorstoß in Betracht gezogen werden. Bereits vorhandene Deformationsstrukturen wurden dabei überprägt und neue Strukturen angelegt. Typisch für die Stauchmoräne der Greifswalder Oie ist nicht nur die Aufnahme präpleistozäner Schuppen und Schollen, sondern auch die mehrfache Schichtwiederholung, wie sie von NE-Rügen (Jasmund) bekannt ist. Vor allem die Tone sind in die glazitektonischen Deformationen einbezogen bzw. haben diese begünstigt. Häufig markiert der zerscherte Ton auch Störungsbahnen, in denen er als Gleitmittel fungierte. Die vorherrschende SW-Vergenz der Schuppen- und Faltenstrukturen verweist auf einen Eisschub aus nordöstlicher Richtung (Katzung 2004b; Abb. 13).

## Herkunftsgebiet der präpleistozänen Schollen

In den Kreide- und Tertiärschollen von den Inseln Rügen, Usedom und der Greifswalder Oie sind trotz einer relativ geringen Verfestigung der Gesteine zum großen Teil noch die primären Sedimentationsgefüge gut zu erkennen. Dies lässt auf kurze Transportwege im skandinavischen Inlandeis während des Weichsel-Glazials schließen. Wahrscheinlich befindet sich das Liefergebiet für diese Schollen nur wenige Kilometer von der Greifswalder Oie entfernt in der Pommerschen Bucht (Ludwig 1999, 2004; Ansorge & Reich 2004). Bereits Richter (1933) nahm eine tektonische Aufragung nordöstlich der Insel an. Durch zahlreiche Tiefbohrungen auf der Suche nach Erdöl und Erdgas ist heute bekannt, dass hier im Untergrund der Pommerisch-Kujawische Wall (Mittelpolnisches Antiklinorium) endet. Bei diesem handelt es sich um eine ab Mitte der Kreidezeit herausgehobene, sich NW–SE erstreckende Krustenstruktur, in deren Zentrum jurassische Gesteine fast bis an die Oberfläche aufragen und an deren nordöstlichen und südwestlichen Rändern jüngere Kreide- und Tertiärschichten unmittelbar unter den quartären Ablagerungen lagern. Weiterhin ist zu vermuten, dass sich in diesem Bereich die östliche Fortsetzung des Vorpommern-Störungssystems befindet, das NNW–SSE orientierte Gräben und Halbgräben begrenzt, die ebenfalls seit Mitte der Kreidezeit kompressiv überformt wurden. Auch Ludwig (1999) sieht Hinweise auf junge tektonische Aktivitäten, wonach es im Seegebiet östlich und südöstlich von Rügen zu einer mehrere Jahrmillionen dauernden Absenkung bis zum späten Pleistozän gekommen sein soll.

Eine wichtige Rolle bei der Freilegung präpleistozäner Sedimente im Bereich der Oderbucht durch die aus nordöstlicher bis östlicher Richtung vorstoßenden Eismassen dürfte eine tief eingeschnittene Abflussrinne der Ur-Oder gespielt haben, an deren Rändern es zur Aufpressung von älterem Gesteinsmaterial durch die Gletscher kam. Diese Rinne ermöglichte auch die Ingression von Meerwasser und die Ablagerung mariner Sedimente, die teilweise ebenfalls als Schollen mit aufgenommen und nur wenige Kilometer bis zur Greifswalder Oie transportiert wurden.

## Exkursionspunkte

Die besten Aufschlüsse der Insel bietet das ca. 1,1 km lange und 6 bis 10 m hohe aktive Kliff an der SE-Küste zwischen der Rettungsstation und dem Uferschutzwall (Abb. 1). Es zeigt nicht nur eine relativ vollständige pleistozäne Abfolge, sondern auch eingelagerte, präpleistozäne Schollen unterschiedlicher lithologischer Zusammensetzung und verschiedenen Alters, die häufig gemeinsam deformiert und zu einem SW-vergenten Schuppenstapel zusammengeschoben sind. Da aus Zeitgründen auf einer eintägigen Exkursion nicht das gesamte SE-Kliff der Greifswalder Oie vorgestellt werden kann, wurden zwei Kliffprofile ausgewählt, die für die pleistozäne Abfolge und glaziale Deformation repräsentativen Charakter haben (Stop 1 und 2). Die anhand von Störungen mehr oder weniger deutlich abgrenzbaren Kliffabschnitte am SE-Kliff der Greifswalder Oie wurden von Knaust (1995b) in Anlehnung an die Gliederung auf Jasmund/Rügen als „Streifen“ bezeichnet. Dieser Begriff wird seit Keilhack (1912) für die pleistozänen Abfolgen zwischen benachbarten Kreide-Komplexen des oberen Untermaastricht verwendet. Da dieser Begriff eine gleichartige Abfolge und Genese von pleistozänen und präpleistozänen Sedimenten suggeriert, wird er von uns hier nicht verwendet. Um die von Knaust (1995b) vorgestellten Kliffprofile einzuordnen, werden jedoch die von ihm angegebenen Metrierungen übernommen, die an der SE-Ecke des Rettungsschuppens beginnen. Die Lage der einzelnen Aufschlüsse ist mit GPS eingemessen worden.

Ein weiterer wichtiger Aufschluss befindet sich ebenfalls an der SE-Küste der Insel. In einem ca. 20 m breiten „Kliff-Fenster“ nahe der Ostspitze der Insel, das aufgrund

der Zerstörung des Uferschutzwalls in diesem Bereich und der damit verbunden Reaktivierung des passiven Kliffs entstanden ist, sind untereozäne Tone mit eingelagerten karbonatisch zementierten Konkretionen aufgeschlossen. Dieses einzigartige Vorkommen enthält eine neue Varietät der Zementsteine der Greifswalder Oie, deren petrographische Zusammensetzung und Fossilinhalt erstmals vorgestellt werden sollen (Stop 3).

Von der Spitze des Leuchtturms bietet sich bei guter Sicht ein hervorragender Blick über die Insel bis zu den benachbarten Küsten des vorpommerschen Archipels. Anhand der Morphologie können genetische Beziehungen der Greifswalder Oie zu den Inselkernen SE-Rügens und Usedoms diskutiert werden (Stop 4).

An der NW-Küste gibt es zwar historische Aufzeichnungen weiterer Schollen aus Gesteinen der Kreide und des Tertiär, aber bis auf eine Schuppe aus Kreidemergel des Campan unterhalb der „Kuhle" ist davon heute nichts mehr an der Oberfläche sichtbar. Ursache dafür sind die umfangreichen Küstenschutzmaßnahmen an dem ehemals aktiven NW-Kliff. Ein Abstecher in die naturkundliche Ausstellung der Station des Jordsand e.V. macht mit Fauna und Flora der Insel vertraut (Stop 5).

Form, Größe und Geröllbestand des holozänen Sandhakens an der SW-Spitze der Insel wechseln infolge sich rasch ändernder Strömungsverhältnisse ständig. Eine junge Landschaftsform ist der morphologisch über den Meeresspiegel der Ostsee herausragende, auf einem Geschiebemergelkern auflagernde Teil eines komplizierten Strandwallsystems, dass zu dem mit großen Findlingen besetzten Oier Riff überleitet (Stop 6).

### Stop 1: 350 m langes Kliffprofil nordöstlich des „Knochenstiegs" bis zum Uferschutzwall

*350 m long cliff section NE of "Knochenstieg" towards the protecting sea wall*

Dieses Profil (ca. 750-1083 m) beginnt an einem Kliffabstieg, der nach dem Knochenfund im Jahr 2009 als „Knochenstieg" bezeichnet wird. Von diesem Abstieg nahe der SW-Ecke des „Busches", einem alten Eichen-Buchen-Waldgebiet, bis zum Beginn des Uferschutzwalls im NE (vgl. Abb.1) besteht das SE-Kliff aus verschiedenen Schuppen dislozierter pleistozäner Sedimentfolgen mit eingelagerten präpleistozänen Schollen. Folgende drei Schwerpunkte werden vorgestellt: (1) die „klassische" Pleistozän-Abfolge, (2) Schollen aus kreidezeitlichen und tertiären Ablagerungen und (3) glazitektonische Deformationsformen.

Dieser Kliffabschnitt bietet zwischen 894 und 972 m ein nahezu vollständiges Profil der pleistozänen Schichten, das von Knaust (1995b) ausführlich beschrieben wurde. Zwischen 947 und 957 m bildet der Untere Geschiebemergel (m1) die Kliffbasis (Abb. 3a). Dieser blaugraue, tonige Geschiebemergel ist an dem typischen weitständigen orthogonalen Kluftsystem gut zu erkennen. Er entspricht geschiebestatistisch einer Saale-Moräne qS2 (? Warthe-Vorstoß).

Über einer Erosionsdiskordanz kann auf der verwitterten Oberfläche des m1 eine Geröllage vorhanden sein, die eine Abfolge von glazifluviatilen Kiesen und Sanden (i1-Serie) einleitet. Sie ist in drei Einheiten (Kies–Sand–Kies) untergliedert, wobei jede Einheit invers gradiert ist (Knaust 1995a). Ungeschichtete Lagerung, undeutliche Lamination und trogförmige Schrägschichtung herrschen vor.

Im Hangenden der i1-Serie lagert zwischen 915 und 936 m der m2-u den oberen Kiesen und Sanden auf. Er ist faziell komplex ausgebildet und entwickelt sich über einem geschichteten sandigen Abtropftill mit einzelnen Dropstones und Fließmoränen in ein tilloides Sediment mit Kies-, Sand- und eozänen Toneinlagerungen. Geschiebestatistisch sind auffällig geringe PS-Anteile (2 %) bei maximalen MK+F-Gehalten (20 %) belegt, die auf eine lokale Aufarbeitung von oberkretazischen Mergeln zurückzuführen sind (Knaust 1995b). Eine Zuordnung zur frühweichselzeitlichen qw0-Moräne (Warnow-Vorstoß) wäre möglich, steht aber im Widerspruch zu neuen Untersuchungsergebnissen (s.u.).

Der m2-u wird durch geschichtete Feinsande bedeckt, die als deformierte Beckensande nach Knaust (1995b) den Abschluss der i1-Serie bilden, in die der m2-u als Schlammstrom eingeschaltet ist. Darüber folgt der m2-o mit zahlreichen Sand- und Kieseinlagerungen und dem lokal höchsten Anteil von PS (19 %). Er entspricht geschiebestatistisch einer Weichsel-Moräne qW1 (Brandenburger/Frankfurter Vorstoß). Die gesamte Abfolge wird diskordant vom Oberen Geschiebemergel (m3) überlagert (qw3-Moräne des Mecklenburger Vorstoßes), der auf den Kluftflächen sekundär zementierte Kalkbeläge zeigt.

Im Kliffprofil sind verschiedene präpleistozäne Gesteinsschollen aufgeschlossen. Zwischen 793 und 825 m treten cenomane Kreide-Schuppen im m2-o auf (Knaust 1995b; Koordinaten: RW 330429505, HW 6011401 ETRS 89). Die bereits farblich auffälligen weißen Kreidemergel zeigen eine nach SW gerichtete Aufschuppung an und sind intern zerschert (Abb. 8). Die Schuppen fallen gleichmäßig nach NE ein (Messung von D. Knaust: 154°/35° nach Streichrichtungsmethode) und lassen die Aufschuppung als postsedimentären glazitektonischen Vorgang rekonstruieren (Knaust 1995b). Dies impliziert einen Gletschervorstoß aus NE, der zeitlich jünger als der Brandenburger/Frankfurter Vorstoß sein muss. Zum Teil scheint der umgebende Geschiebemergel in die zerscherten Kreide-Schuppen eingepresst zu sein (Abb. 11). Neben den größeren Kreideschuppen kommen am SE-Kliff auch einige Zentimeter bis Dezimeter mächtige Kreidebänder vor, die ebenfalls überwiegend nach NE einfallen und teilweise in einzelne Schlieren „aufspleißen".

Das Kreide-Vorkommen wurde von Bornhöft (1885) erstmals erwähnt und dem Turon zugeordnet. Elbert & Klose (1904) geben Campan (Senon) als Alter an. Eine bei 796 m entnommene Probe enthält Foraminiferen, die cenomanes Alter belegen (Knaust 1995b; Bestimmung von J. Rusbült, Schwerin): *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Gavelinella baltica* Brotzen, *Hagenowina advena* (Cushman) und *Dorothia gradata* (Berthelin). Auch bestätigt der Fund eines Seeigels der Art *Discoidea (Camerogalerus) cylindrica* (Lamarck) das cenomane Alter des Vorkommens. Von Reich (1998) wurden folgende Fossilgruppen aufgeführt: Foraminiferida, Bivalvia, Ostracoda, Ophiuroidea, Echinoidea, Holothuroidea, Chondrichthyes und Osteichthyes.

Knaust (1995b) beschrieb zwischen 940 und 946 m (Koordinaten: RW 330429650, HW 6011446 ETRS 89) eine großflächige Einlagerung von eozänem Ton, der injektiv in die i1-Serie eingedrungen ist (Abb. 14). Dabei handelt es sich nach neuen Untersuchungen lithologisch um einen grauen, kalkfreien, feinsandigen Schluff, der vermutlich das basale Eozän repräsentiert (Obst 2010). Der Diapirismus ist an Abschiebungen in der hangenden i1-Serie gebunden, die infolge Kryoturbation (Sackung) entstanden und auf eine polygenetische Deformation hinweisen (Knaust & Katzung, unveröff.).

Neben den diapirartigen Intrusionen können am SE-Kliff auch nahezu konkordante Einlagerungen von untereozänen Tonen und Schluffen beobachtet werden. Zum Teil sind die tonigen Einlagerungen jedoch entlang von Bewegungsbahnen zerschert und bilden z.B. bei 985 m (Koordinaten: RW 330429681, HW 6011459 ETRS 89) steil nach NE einfallende Bänder bzw. Schlieren. Nordöstlich dieser Bewegungsbahn sind der m2-u und die darüber folgenden geschichteten gelben Beckensande, die nach Knaust (1995b) den Abschluss der i1-Serie bilden, sowie der hangende m2-o Bestandteil einer liegenden Falte, deren Achse flach nach SW abtaucht. Der obere Faltenschenkel ist diskordant vom m3 abgeschnitten. Die Faltenstruktur wird besonders durch verschiedene im m2-u eingelagerte Kieslinsen und -bänder sichtbar, die einen hohen Anteil an Kreidebruchstücken enthalten und teilweise schräg geschichtet sind (vgl. Obst 2010).

Glazitektonische Deformationen sind auch zwischen 1035 und 1050 m an steilen Lagerungsverhältnissen zu erkennen. Ein breites Stapelgefüge führt nach Knaust (1995b) in diesem Bereich zu der maximalen Höhe des SE-Kliffs von etwa 10 m. Die SW-vergente Schuppenstruktur beginnt an der Kliffbasis mit dem m1 und eingelagerten eozänen Tonbändern. Darauf folgen Kiese der i1-Serie, die z.T. durch Eisenhydroxid verkittet sind und über den Strandbereich verfolgt werden können (Abb. 15). In dem abtragungsresistenten Schotterkörper sind auch eozäne Zementsteine enthalten, die eine Abtragung der Tone einschließlich der Zementstein-Konkretionen bereits zur Entstehungszeit der i1-Sedimente belegen (Knaust 1995b). Auf frei gespülten Strandabschnitten sind die Schichtköpfe der einzelnen Schuppen gut sichtbar (Messung von K. Obst: 028°/80° nach Fallrichtungsmethode; Abb. 16a). Parallel dazu waren im unteren Strandbereich schmale Einlagerungen von eozänem Ton mit großen Zementsteinen und ein glaukonitischer Sandstein, Schluff und Ton mit Phosphoritkonkretionen und fossilen Hölzern aufgeschlossen, welche Foraminiferen miozänen bis pliozänen Alters führen (Knaust 1995b).

Im Bereich der mit etwa 75° gleichfalls nach NNE einfallenden i1-Sande entstand eine große Brandungshöhle (Koordinaten: RW 330429724, HW 6011495 ETRS 89) von fast 4 m Höhe, 3 m Breite und 6 m Tiefe, die eine selektive Erosion dieser weniger verwitterungsresistenten Ablagerungen anzeigt (Obst 2010; Abb. 16b). Den größten Teil des Schollenstapels bildet nach Knaust (1995b) der m2-u, der durch m1- und m2-o-Schuppen unterbrochen wird. Die Bewegungsbahnen zwischen den einzelnen Schuppen streichen um NW und fallen unterschiedlich steil nach NE ein. Oft sind sie mit eozänem Ton ausgekleidet. Die großflächig aufgeschlossenen, gut geschichteten Kiese und Sande gehören wahrscheinlich zur oberen i1-Serie. Sie enthalten zahlreiche Fließmoränen und fallen durch eine extrem hohe Kreidemergelanreicherung auf. Eine bei 1052 m entnommene Probe enthielt Foraminiferen des Coniac/Santon-Grenzbereiches (Knaust 1995b; Bestimmung von J. Rusbült, Schwerin): *Globotruncana paraventricosa* (Hofker), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Stensioeina exsculpta exsculpta* (Reuss), *Stensioeina* ex gr. *granulata* (Olbertz) und *Stensioeina granulata polonica* Witwicka. Der gesamte Stapel mit den steil nach NE einfallenden Schichten wird vom jüngsten Geschiebemergel (m3) gekappt, der alle älteren Strukturen nach einer deutlichen Diskordanz flach überlagert.

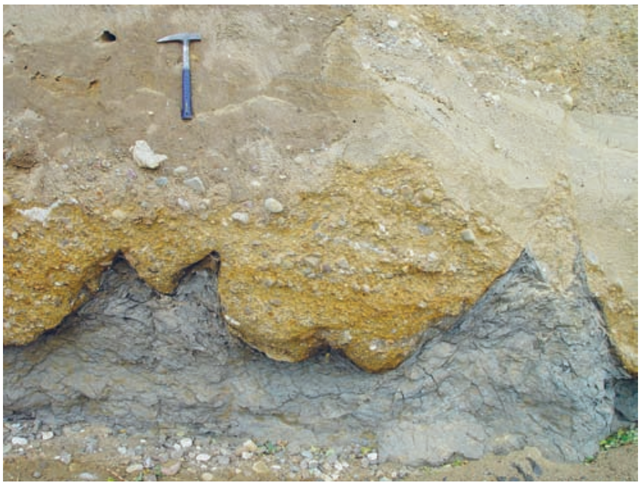


Abb. 14: Graue eozäne Schluffe sind in überlagernde Kiese und Sande der i1-Serie eingedrungen. Vermutlich reagierten sie auf den Druck des vorrückenden Inlandeises plastisch und stiegen, ähnlich den Salzdiapiren im Norddeutschen Becken, auf. Kliffumbiegung ca. 100 m nordöstlich des „Knochenstiegs“. Blick aus Süden. (Foto K. Obst)

*Fig. 14: Grey Eocene silt intruded into the overlaying gravel and sand of the i1 series. They probably reacted with ductile movements on the pressure of the advancing ice, like salt diapirs in the North German Basin. Cliff section about 100 m NE of "Knochenstieg". Seen from the South. (Photo K. Obst)*



Abb. 15: Limonitisch verfestigte basale Kiese der i1-Serie mit Zementsteinbruchstücken über zerscherten eozänen Tonen. Blick aus Südosten. (Foto K. Obst)

*Fig. 15: Limonitically consolidated basal gravel of i1 series with cementstone boulders above sheared Eocene clay. Seen from the SE. (Photo K. Obst)*

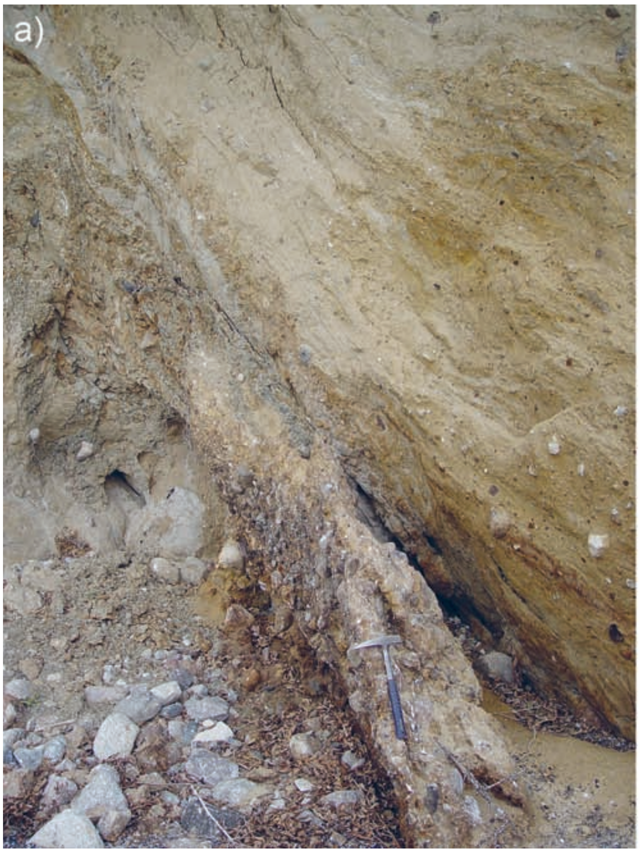






Abb. 16: (a) Glazitektonisch steil aufgerichtete pleistozäne Schichtenfolge etwa 100 m südwestlich des Uferschutzwalls. Über dem m1-Geschiebemergel mit eozänen Tonen folgen mit Eisenausfällungen verfestigte Kiese und Sande der i1-Serie sowie der m2-Geschiebemergel. (b) In den weniger verwitterungsresistenten i1-Sanden ist infolge von Hochwasser eine fast 4 m hohe Brandungshöhle entstanden. (Foto K. Obst)

*Fig. 16: (a) Glacio-tectonically steeply upwarded Pleistocene sequence, approximately 100 m SW of the protecting sea wall. Above m1 till with incorporated Eocene clay follow limontically consolidated gravel and sand of i1 series as well as m2 till. (b) A nearly 4 metres high surf cave was washed out during high waters into the less weathering resistant i1 sand. (Photo K. Obst)*

## Stop 2: 100 m langes Kliffprofil südwestlich des „Knochenstiegs"

*100 m long cliff section SW of "Knochenstieg"*

Das zweite Kliffprofil beginnt ebenfalls an dem in einer Erosionsrinne angelegten Abstieg und verläuft vom Knochenstieg (ca. 750 m) bis zu einem markanten Kliffvorsprung aus Geschiebemergel (ca. 640 m). Dabei sollen folgende Schwerpunkte erörtert werden: (1) Pleistozäne brackisch-marine Tone als Anzeiger für einen mittelweichselzeitlichen Meeresvorstoß bis in den Bereich der Odermündung, (2) Interglaziale Sande mit einem Knochenfund eines Großsäugers in-situ, (3) Bodenbildungsprozesse im Oberen Geschiebemergel (m3), (4) Küstendynamik und Glazialgeschiebe.

Unmittelbar südwestlich des „Knochenstiegs" wurde während der Sturmflut vom 14./15. Oktober 2009 der Kliffuß freigelegt (Koordinaten: RW 330429491, HW 6011385 ETRS 89). Demnach wird hier der Untere Geschiebemergel (m1) mit teilweise eingelagerten Bändern untereozäner Tone an der Basis direkt von etwa 1 m mächtigen, kalkhaltigen, grünlichgrauen bis rötlichgrauen Tonen überlagert, die eine pleistozäne brackisch-marine Mikrofauna enthalten (Abb. 17). Darüber folgen nur 0,6-1,2 m mächtige gelbbraune Fein- bis Mittelsande der i1-Serie und im Hangenden bildet der Mittlere Geschiebemergel (m2) den Abschluss der Abfolge.

Mikropaläontologische Untersuchungen belegen eine individuenreiche, aber artenarme Foraminiferen-Fauna (Meng et al. 2010; Abb. 18), z.B. *Haynesina orbiculare* (Brady, 1881), *Cribroelphidium albiumbilicatum* (Weiss, 1954) und *Cribroelphidium excavatum* (Terquem, 1875). Eine Scholle ähnlicher Tone wurde ca. 50-60 m weiter südwestlich von Frenzel & Ansorge (2001) untersucht, die aber 2009 nicht mehr aufgeschlossen war. Diese enthielt neben einer vergleichbaren Foraminiferen- auch eine Ostrakodenfauna. Unter den Foraminiferen sind *Haynesina orbiculare* und *Cribroelphidium albiumbilicatum* sehr häufig, *Cribroelphidium excavatum* f. *clavatum, C. bartletti* (Cushman, 1933) und *Pseudopolymorphina novangliae* (Cushman, 1923) kommen dagegen nur selten vor. Die Ostrakodenfauna besteht fast ausschließlich aus *Roundstonia globulifera* (Abb. 18). Daneben treten vereinzelt Klappen von *Cytheropteron pseudomontrosiense* (Whatley & Masson, 1979) auf.

Die Zusammensetzung der Fauna entspricht derjenigen der Einheit C aus dem Profil der Klüsser Nische/Arkona (Frenzel 1993). *Roundstonia globulifera* ist eine seltene quartäre Ostrakodenart. Sie tritt rezent ausschließlich in der Arktis auf und war im Pleistozän bis in mittlere Breiten verbreitet (z.B. England, Schottland, Irland, NE-Atlantik, Nordsee, S-Norwegen und Kattegatt). Sie ist eine marine Kalt- und Flachwasserart und toleriert Brackwasser im äußeren Teil von Ästuaren. Auch die übrige Fauna lässt auf flaches, kaltes Wasser und marine Bedingungen mit geringem Brackwassereinfluss, bei einer Salinität um 30 psu schließen. Diese Fauna belegt eine mit der Nordsee in Verbindung stehende, weit

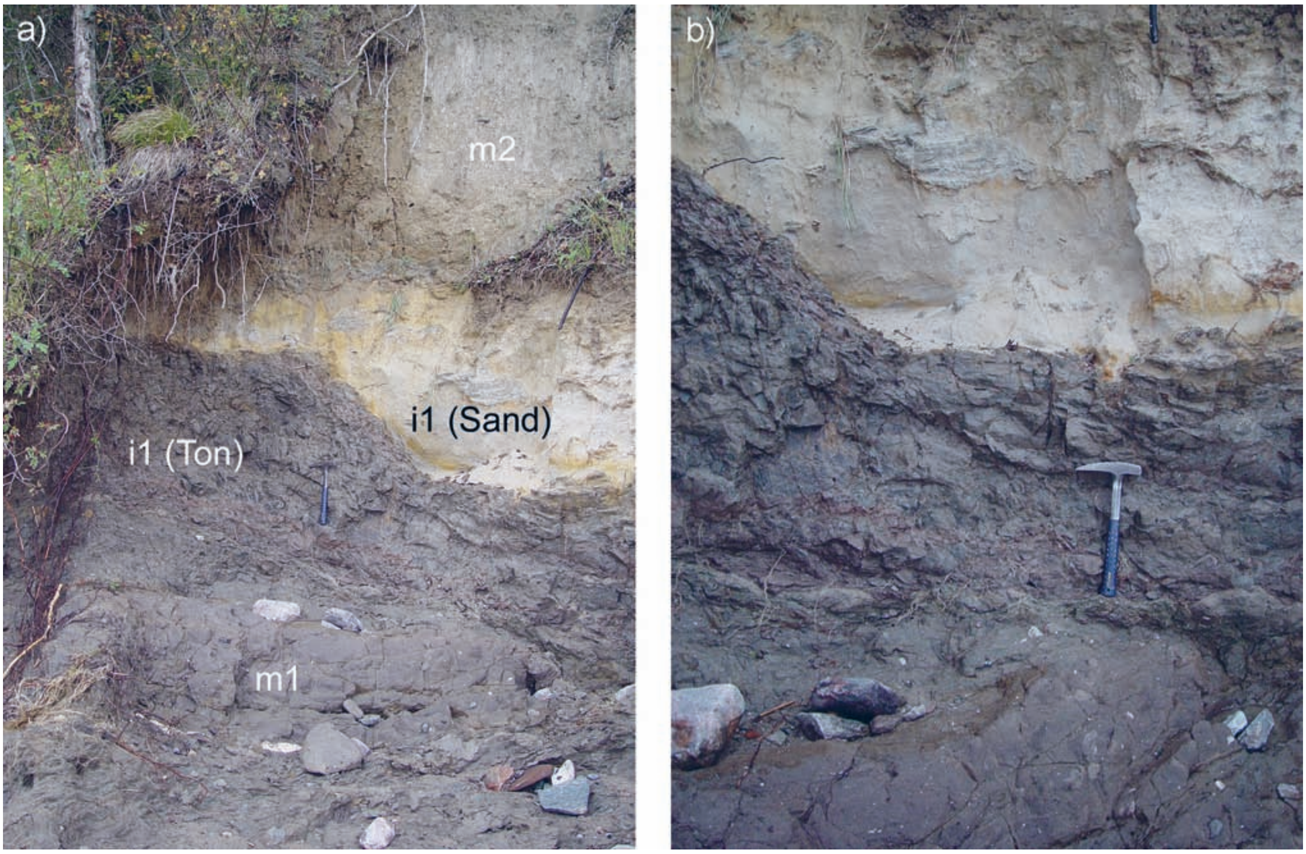



Abb. 17: (a) Nach dem Sturmhochwasser vom 14./15. Oktober 2009 freigelegter Kliffanschnitt unmittelbar südwestlich des „Knochenstiegs". Der Untere Geschiebemergel (m1) wird hier direkt von grünlichgrauen bzw. rötlichgrauen brackisch-marinen Tonen (i1) überlagert, die vermutlich ein früh- bis mittelweichselzeitliches Alter besitzen. Darüber folgen helle, gelbliche Sande (i1) und der gelb-braune Mittlere Geschiebemergel (m2). Blick aus Südosten. (b) Detailaufnahme. (Foto K. Obst)

*Fig. 17: (a) Cliff section SW of "Knochenstieg", exposed during the storm flood of October 14th/15th 2009. The Lower till (m1) is directly overlain by greenish and reddish grey brackish-marine clay, probably of Early to Middle Weichselian age. Above the clay follows light yellowish i1 sand and the yellow-brown Middle till (m2). Seen from the SE. (b) Detailed view. (Photo K. Obst)*

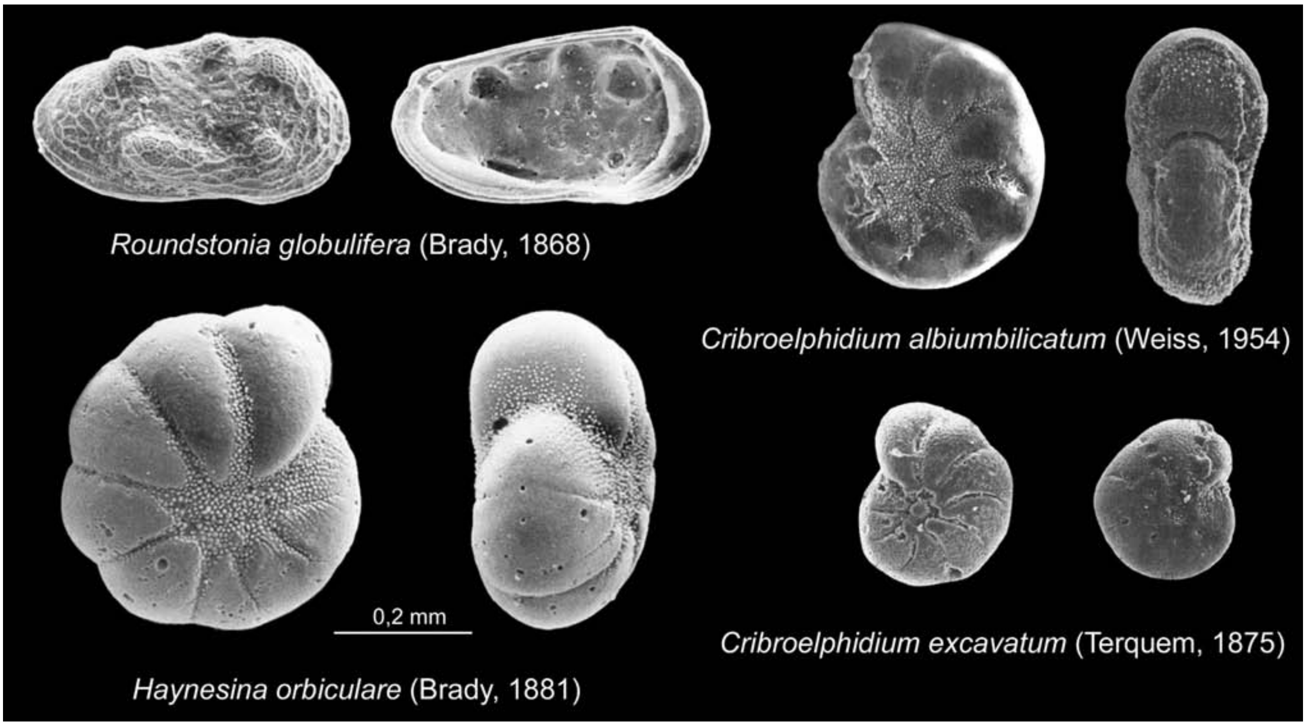



Abb. 18: Ostrakoden [*Roundstonia globulifera* (Brady, 1868)] und Foraminiferen aus früh- bis mittelweichselzeitlichen brackisch-marinen Tonen [*Haynesina orbiculare* (Brady, 1881), *Cribroelphidium albiumbilicatum* (Weiss, 1954) und *Cribroelphidium excavatum* (Terquem, 1875)]. Die Abbildungen stammen von vergleichbaren Exemplaren aus dem Cyprinenton von Arkona/Rügen (Frenzel 1993).

*Fig. 18: Ostracods [Roundstonia globulifera (Brady, 1868)] and foraminiferans from Early to Middle Weichselian brackish-marine clay [Haynesina orbiculare (Brady, 1881), Cribroelphidium albiumbilicatum (Weiss, 1954) und Cribroelphidium excavatum (Terquem, 1875)]. Pictures are taken from similar specimen of the Cyprina clay of Arkona, island of Rügen (Frenzel 1993).*

nach SE hineinreichende, relativ flache Meeresbucht unter subarktischem bis arktischem Klima, in die möglicherweise eine Ur-Oder gemündet hat.

Von Steinich (1992) wurde der Cyprinenton von Arkona in das Mittlere Weichsel (Hengelo/Denekamp-Interstadial) eingeordnet. Eine $^{14}$C-Datierung an Schalen von *Arctica islandica* (Linnaeus 1767) in Lebendstellung ergab 27.000 ± 3.000 Jahre BP. Houmark-Nielsen (1994) vermutete nach Untersuchungen auf der dänischen Ostseeinsel Moen die Korrelation mit frühweichselzeitlichen marinen Sedimenten von Klintholm und schloss das von Steinich (1992) gegebene Alter aus paläogeographischen Erwägungen heraus aus. Allerdings ist gerade das Marine Isotopenstadium MIS 3 des Mittelweichsel durch wechselnde klimatische Bedingungen mit raschen Meeresspiegelschwankungen gekennzeichnet (Knudsen et al. 2009, Helmens & Engels 2010). Demzufolge sind die von Houmark-Nielsen (2010) vorgeschlagenen paläogeographischen Rekonstruktionen vor bzw. nach dem mittelweichselzeitlichen Klintholm-Eisvorstoß um 32.000 ± 4.000 Jahre cal. BP kritisch zu bewerten. Aufgrund des Fundes brackisch-mariner Tone des MIS 3 auf der Greifswalder Oie ist sogar eine bis in die Pommersche Bucht hineinreichende marine Ingression anzunehmen. Sedimente eines mittelweichselzeitlichen marinen Interstadials wurden jüngst aus Bohrkernen von Kriegers Flak westlich des Arkona-Beckens beschrieben (Anjar et al. 2010) und unterstützen die Hypothese eines nach SE gerichteten Meeresvorstoßes vor ca. 50.000 bis 30.000 Jahren. Zur Klärung dieser Frage sind jedoch Isotopen- und $^{14}$C-Untersuchungen an den Foraminiferen notwendig.

In den durch sekundäre Eisenausfällungen bräunlich gefärbten, feinkörnigen reinen Quarzsanden fanden sich ca. 20 m südwestlich des „Knochenstiegs“ in etwa fünf Meter Höhe in-situ Knochenreste eines Großsäugers (Koordinaten: RW 330429468, HW 6011378 ETRS 89), die im Herbst 2009 aus dem Kliff geborgen werden konnten (Obst 2010; Abb. 19). Die vermutlich glazitektonisch zerscherten Schulterblatt-Knochen befinden sich oberhalb eines saalezeitlichen Geschiebemergels (m1) mit den auflagernden mittelweichselzeitlichen Tonen und werden im Hangenden von einem Geschiebemergel (m2-o) des Weichsel-Hochglazials (Brandenburger/Frankfurter-Vorstoß) überlagert.

Die geborgene Scapula ist aufgrund einer nahezu kreisrunden Gelenkpfanne typisch für Cerviden. Die Länge der zusammengesetzten Knochenfragmente beträgt ca. 45-50 cm (Abb. 20). Diese Größendimension, das Alter des Fundes sowie der kaltzeitliche Kontext des Fundhorizontes machen die Zuordnung zum Riesenhirsch *Megaloceros giganteus* (Blumenbach, 1803) sehr wahrscheinlich, wobei aber auch ein Elch, z.B. *Alces alces* (Linnaeus 1758) nicht vollständig ausgeschlossen werden kann (Meng et al. 2010).

Riesenhirschfunde sind in Mecklenburg-Vorpommern selten, Vorkommen von Gristow, Gützkow, Endingen and Lüdersdorf wurden publiziert. Während die Funde von Endingen und Lüdersdorf in das Allerød datiert werden konnten, sind für die Funde von Gristow und Gützkow keine Alter bekannt (vgl. Benecke 2000). Zahlreiche spätpleistozäne-frühholozäne Überreste von Riesenhirschen sind dagegen aus Südskandinavien beschrieben und dokumentiert (Aaris-Sørensen & Liljegren 2004).

Dem Fund von der Greifswalder Oie kommt nicht nur große Bedeutung zu, weil Funde von pleistozänen Großsäugern in Mecklenburg-Vorpommern, mit Ausnahme von Mammutknochen, vergleichsweise selten sind, sondern weil dieser Fund direkt aus einer pleistozänen Schichtenfolge entnommen werden konnte und über das Knochenmaterial eine Absolutdatierung der Schicht erfolgen kann.

Die jüngste Einheit im Kliffprofil ist der Obere Geschiebemergel (m3), der dem Mecklenburger Vorstoß zugeordnet wird und alle o.g. Einheiten diskordant überlagert. Nach Knaust (1995b) ist er mindestens 1 m mächtig und geht im Hangenden unvermittelt in einen 0,5-0,6 m mächtigen Geschiebelehm über. An der Basis der nur 0,2-0,4 m mächtigen Bodenschicht können periglaziale Kryoturbationen in Form von Taschenböden auftreten. Kalkabscheidungen auf Kluftflächen führen zur Ausbildung eines „Kalkbandes“ und vereinzelt treten Lößkindel an der Grenze zu den unterlagernden Schichten auf. Aufgrund seiner




Abb. 19: (a) Bergung der Knochenfragmente eines Großsäugers aus mit Eisenhydroxiden imprägnierten, reinen Quarzsanden der i1-Serie durch Dr. Stefan Meng am 10. Oktober 2009. (b) Das etwa 25 cm lange Knochenbruchstück gehört wahrscheinlich zum Schulterblatt eines Riesenhirsches *(Megaloceros giganteus)*. (Foto K. Obst)

*Fig. 19: (a) Recovery of bone fragments of a giant mammal from limonitically stained pure quartz sand of i1 series by Dr Stefan Meng at October 10th 2009. (b) The 25 cm long fragment is most probably a scapula of a giant deer (Megaloceros giganteus). (Photo K. Obst)*

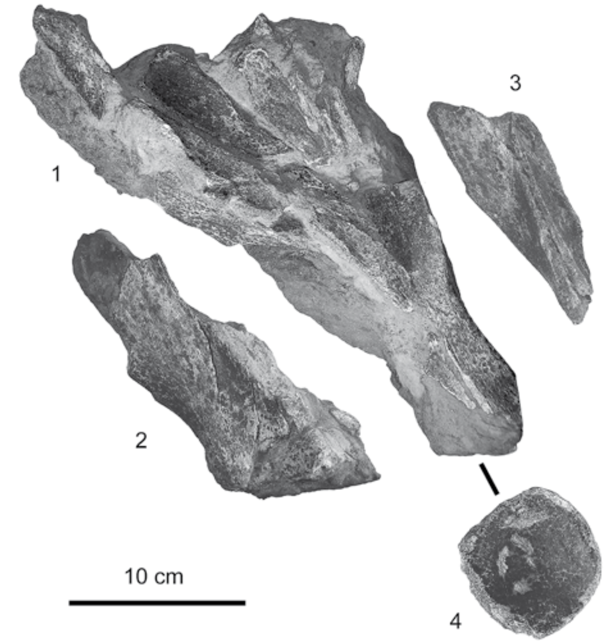



Abb. 20: Schulterblatt eines pleistozänen Großsaugers, vermutlich *Megaloceros giganteus* (Blumenbach, 1803). 1-3 Knochenfragmente. 4 Kreisrunde Gelenkpfanne. (Foto S. Meng)

*Fig. 20: Scapula of a Pleistocene giant mammal, probably Megaloceros giganteus (Blumenbach, 1803). 1-3 Bone fragments. 4 Circular socket joint. (Photo S. Meng)*

geringen Mächtigkeit und lithologischen Ausbildung (Ausschmelztill) kann diese qw3-Moräne (Mecklenburger Vorstoß) nicht dem stauchenden Gletschervorstoß zugeordnet werden. Dafür kommt eher der Pommersche Vorstoß in Frage, von dem aber nach den bisherigen Untersuchungen auf der Greifswalder Oie keine qw2-Moräne überliefert zu sein scheint.

Küstenabbrüche betreffen zwar die gesamt SE-Küste der Greifswalder Oie, insbesondere aber die langgezogene Bucht mit den zahlreichen Einschaltungen pleistozäner Sande an der schmalsten Stelle der Insel ist bevorzugtes Ziel der Wellenerosion. Bei starken Stürmen aus nördlicher bis östlicher Richtung, die bevorzugt am Ende des Winters bzw. im beginnenden Frühjahr auftreten, kann die Brandung den Klifffuß erreichen. Solche Abbrüche konnten während der Sturmflut vom 14./15. Oktober 2009 beobachtet und dokumentiert werden (Obst 2010). Gleichzeitig erfolgte während des Hochwasserstandes eine Aufarbeitung von abgebrochenem Material, wobei nur größere Geschiebe übrig blieben. Dadurch ist der große Geschiebebesatz in diesem Küstenabschnitt zu erklären.

Die Vielfalt der am SE-Strand befindlichen Geschiebe ist beachtlich. Ursachen dafür sind neben einer offensichtlich geringen Sammeltätigkeit vor allem das Auftreten von unterschiedlich alten Geschiebemergeln am Kliff, die Eisvorstöße aus nördlicher bzw. östlicher Richtung repräsentieren. Vergleicht man die Zusammenstellungen von Knaust (1995b) und Hinz-Schallreuter & Schallreuter (2001), ergibt sich, unter Berücksichtigung eigener Funde, ein breites Spektrum an sedimentären Geschieben fast sämtlicher erdgeschichtlicher Abschnitte des Phanerozoikum Nordeuropas. Auch bei kristallinen Geschieben spannt sich der Bogen von Revsund-Graniten aus Jämtland in N-Schweden über Rapakiwi-Granite der finnischen Åland-Inseln bis zu den Småland-Graniten in SE-Schweden.

## Stop 3: 20 m breites Kliff-Fenster südöstlich des Leuchtturms

*20 m wide cliff window SE of the lighthouse*

Seit den 1990er Jahren ist ca. 100 m südwestlich der Ostspitze der Insel eine größere untereozäne Tonscholle (Koordinaten: RW 330430006, HW 6011665 ETRS 89) in einem reaktivierten Kliffabschnitt im Bereich des auf ca. 20 m Länge zerstörten Uferschutzwalls zugänglich. Die Lücke in der Uferbefestigung ist vielleicht in den harten Wintern 1978/1979 oder 1986/1987 durch Eispressung entstanden, als Eisschollen übereinander gestapelt und vom Wind an die Küste gedrückt wurden, wie dies auch im Eiswinter 1996 bei der Zerstörung der Nordmole im Hafen Greifswald-Wieck beobachtet werden konnte (Obst 2010).

Dieses von Knaust (1995b) relativ knapp beschriebene Vorkommen ist im Vergleich zu anderen Einlagerungen untereozäner Tone in den pleistozänen Schichten am SE-Kliff der Greifswalder Oie einzigartig. Als Besonderheit sind die in-situ im Ton vorkommenden, bis 25 cm mächtigen und maximal 1,40 m langen, konkretionsartigen Zementsteine zu nennen (Abb. 21). In diesen frühdiagenetisch mit Calcit und Siderit zementierten Sedimentfolgen sind aufgrund geringer Kompaktion die primären Gefüge erhalten geblieben. Neue lithologische und paläontologische Untersuchungen dieser Konkretionen zeigen Unterschiede zu den häufigeren, als Lokalgeschiebe an den Küsten der Greifswalder Oie und des Greifswalder Boddens auftretenden Zementsteinen vom Greifswalder Oie Typus sensu Andersen (1938) und belegen die Existenz von mindestens zwei Varietäten ascheführender Karbonat-Konkretionen (Matting et al. 2010).

Bei den von Andersen (1938) und später von Knaust (1992) beschriebenen Zementsteinen der Greifswalder Oie handelt es sich um isolierte Einzelgeschiebe (Abb. 10), die als Konkretionen keinem „Muttergestein“ zugeordnet werden



Abb. 21: Untereozäne Tone mit einer 1,40 langen und 25 cm mächtigen Kalkkonkretion (Zementstein vom Greifswalder Oie Typ II) etwa 100 m südwestlich der Ostspitze der Insel. (Foto K. Obst)

*Fig. 21: Early Eocene clay with 1.40 m long and 25 cm thick carbonate concretion (cementstone of Greifswalder Oie type II) exposed approximately 100 m SW of the eastern end of the island. (Photo K. Obst)*

können. Von Grönwall (1903) wurden sie einer östlichen Gruppe von Geschieben zugewiesen, die in Mecklenburg und Pommern verbreitet sind und sich von den Vorkommen einer westlichen Gruppe in Schleswig-Holstein unterscheiden. Sie haben häufig eine dunkelgraue, mehr oder weniger dicke Verwitterungsrinde und sind hauptsächlich parallel oder schräg geschichtet. Untergeordnet können auch Geschiebe ohne makroskopisch sichtbare Schichtung auftreten. Vielfach sind die Ablagerungen intensiv bioturbiert. Diese Geschiebe werden hier als Zementsteine vom Greifswalder Oie Typ I bezeichnet. Sie sind durch einen Wechsel von dünnen, gelblich-braunen Lagen feinkörniger Karbonate mit bis zu 12 cm mächtigen dunklen Lagen charakterisiert, die mit Calcit zementierte basaltische Tuffite repräsentieren. Der Nichtkarbonatanteil beträgt in den hellen Lagen ca. 30 Gew.-%, in den dunklen Aschelagen ca. 50 Gew.-%. Der Volumenanteil dürfte aber in beiden Fällen ähnlich sein, was auf das höhere spezifische Gewicht der vulkanischen Komponenten zurückzuführen ist.

Die überwiegend aus leicht bräunlichen bis schwarzen, teilweise in Palagonit umgewandelten Glaspartikeln (100 bis 200 µm) bestehenden vulkanischen Aschelagen sind resedimentiert. Dies zeigen die Sedimentgefüge und Bioturbationen an, die immer von einer karbonatischen Lage über der pyroklastischen Schicht beginnen. Zudem übertrifft die große Mächtigkeit der Tuffite die der meisten Aschelagen der dänischen Fur-Formation. Die zum Hangenden und Liegenden scharf abgegrenzten Aschelagen in Nord-Jütland sind außerdem deutlich gradiert (500 bis 100-200 µm). Bei den früher als Diatomite bezeichneten Karbonatlagen handelt es sich um karbonatisch zementiertes toniges Material, darunter auch zersetzter vulkanischer Staub. Zwar gibt es sehr feine Diatomeen führende Horizonte (monospezifische Anreicherungen von *Fenestrella antiqua*, die in den älteren mikropaläontologischen Arbeiten als *Coscinodiscus* sp. 1 bezeichnet wurde; vgl. Reich 2000), die besonders auf aufgeschlagenen Schichtflächen zu erkennen sind (Abb. 22). Generell kommen Diatomeen und andere Mikrofossilien aber nur sporadisch vor.

Von den Zementsteinen des Greifswalder Oie Typs I sind die am Kliff der Greifswalder Oie in den grünlichgrauen Tonen vorkommenden linsenförmigen bis plattigen Konkretionen zu unterscheiden (Abb. 21). Sie werden deshalb hier als Zementsteine vom Greifswalder Oie Typ II bezeichnet. Sie sind hellgrau, können aber bräunlichgrau verwittern und gelbliche Überzüge auf Kluftflächen aufweisen. Sie bestehen aus bioturbierten Feinsandsteinlagen, in die mehrere Zentimeter mächtige, karbonatisch zementierte, deutlich gradierte Aschelagen eingeschaltet sind (Abb. 23a). Bereits Ludwig (2004) beschrieb solche Zementsteine mit Silt-Feinsandsteinlagen ohne sie als eigenständigen Gesteinstyp auszuhalten.

Der Feinsandstein ist mit Calcit und Siderit zementiert und intensiv bioturbiert. Die Hauptkomponenten sind detritischer Quarz sowie etwas Feldspat; untergeordnet treten rundliche Quarz- und Glaukonitkörner auf. Der Detritus entstammt gering maturen Schüttungen vom Fennoskandischen Festland. Die rundlichen Quarz- und Glaukonitkörner sind oft mit limonitischen Krusten überzogen (Abb. 23b-c). Dies weist auf eine Umlagerung der Partikel unter subaquatischen Bedingungen hin. Auch die in der Matrix vorhandenen Sphärosiderite verweisen auf ein flachmarines Ablagerungsmilieu. Der Glaukonit stammt möglicherweise aus den liegenden glaukonitreichen Sanden und Schluffen des in Vorpommern transgressiv ausgebildeten Paläozän/Eozän-Grenzbereichs.

Die Genese der karbonatisch zementierten Konkretionen aus Feinsand und Aschentuff in einer tonigen Matrix ist schwer zu erklären. Eventuell handelt es sich um intertidale Prielfüllungen.

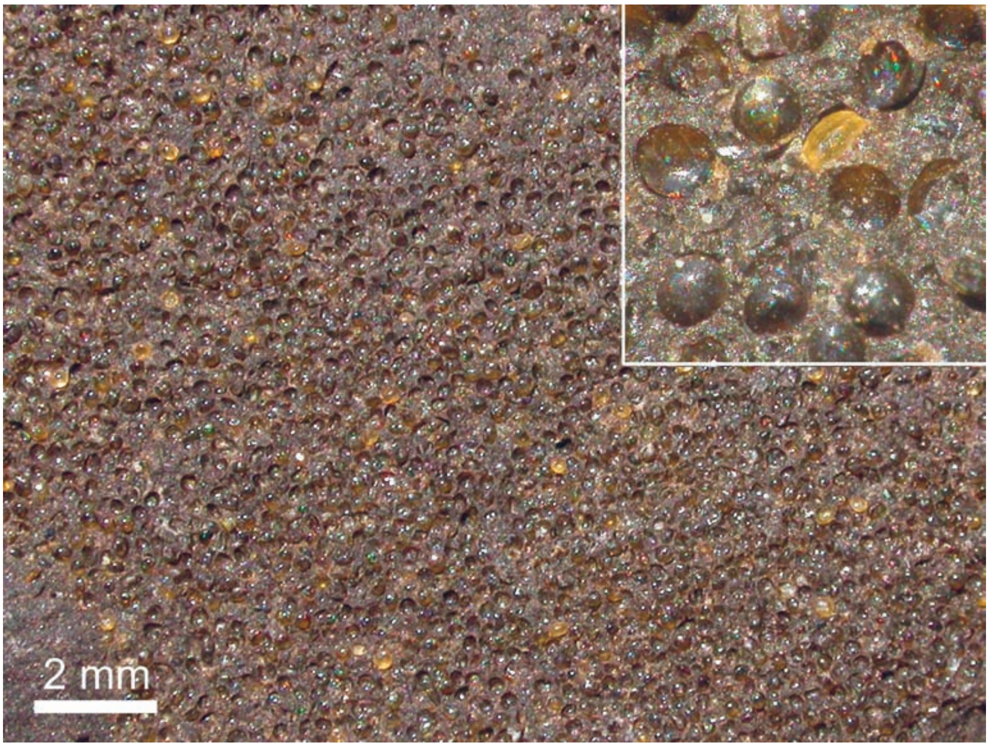



Abb. 22: Untereozäner Zementstein vom Typ Greifswalder Oie I, Schichtfläche mit Kalzitsteinkernen der Diatomee *Fenestrella antiqua* (*Coscinodiscus* sp. 1). (Foto J. Ansorge)

*Fig. 22: Early Eocene cementstone of Greifswalder Oie type I, bedding plane with calcite steinkerns of the diatom Fenestrella antiqua (Coscinodiscus sp. 1). (Photo J. Ansorge)*

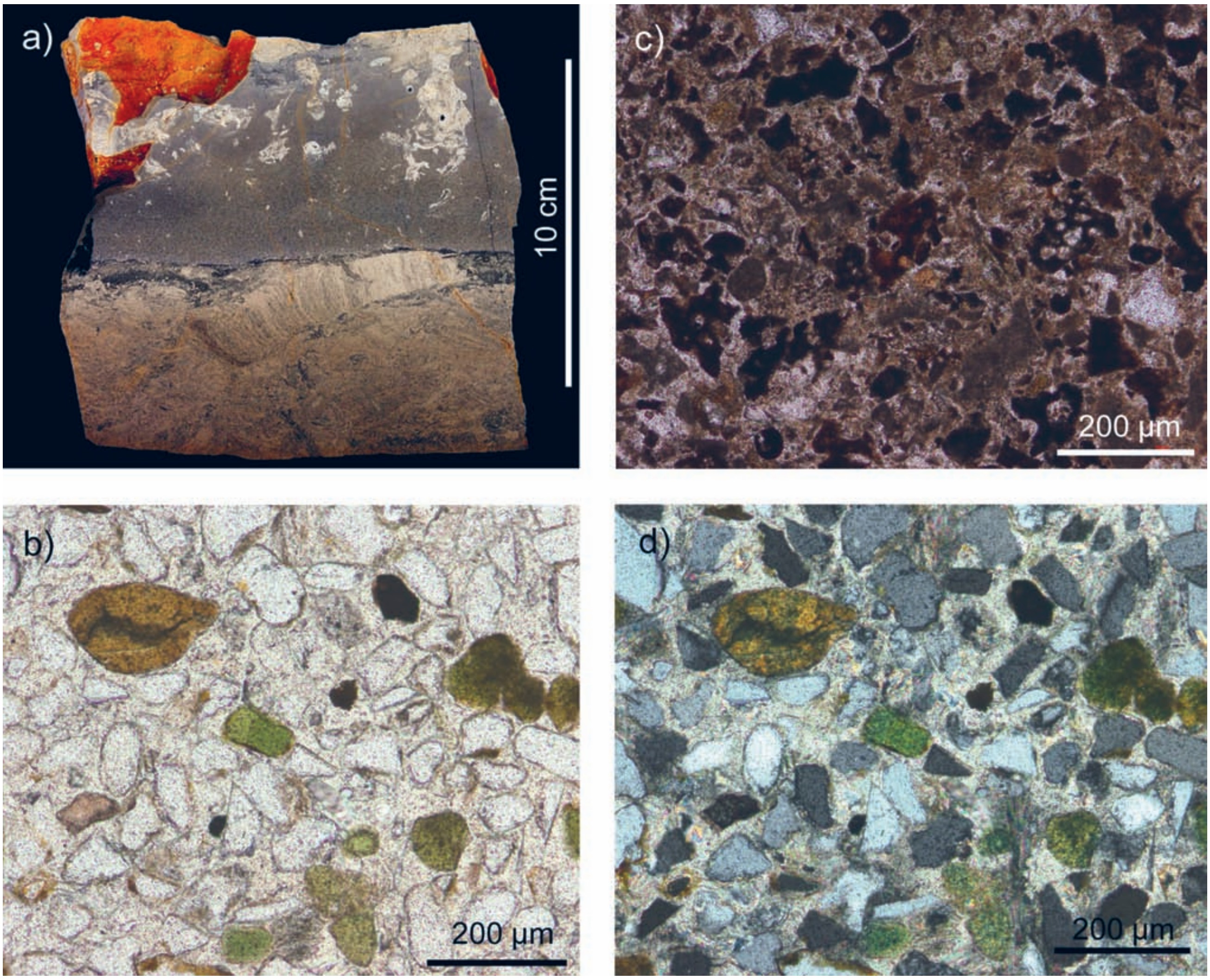



Abb. 23: (a) Anschliff eines Zementsteins vom Typ Greifwalder Oie II. Gradierte und bioturbierte, karbonatisch zementierte Aschelage über stark bioturbiertem, karbonatisch zementierten Sandstein. (b) Dünnschliff der vulkanischen Aschelage (PPL) mit diagenetisch veränderten vulkanischen Gläsern. (c-d) Dünnschliff der Sandsteinlage (PPL und XPL). Die gerundeten Quarz- und Glaukonitkörner haben Verwitterungsrinden, die auf Umlagerung hinweisen. (Foto S. Matting)

*Fig. 23: (a) Polished section of a cementstone of Greifswalder Oie type II. Graded and bioturbated, carbonate cemented ash layer above highly bioturbated, carbonate cemented sandstone. (b) Thin section of the volcanic ash layer (PPL) with diagenetically altered volcanic glass. (c-d) Thin section of the sandstone layer (PPL und XPL). Rounded quartz and glauconite grains show weathering rims indicating re-deposition. (Photo S. Matting)*

Im Vergleich zu den Zementsteinen des Dänischen Moler (Fur-Formation) in Nord-Jütland, die in eine Wechsellagerung toniger Diatomite mit vulkanischen Aschelagen eingeschaltet sind (Pedersen et al. 2004), scheinen die Vorkommen von der Greifswalder Oie, aber auch diejenigen von NW-Deutschland (vgl. Andersen 1938, Hucke & Voigt 1967) fossilärmer. Der Fossilreichtum der dänischen Zementsteine lässt sich jedoch durch geringe Bioturbation aufgrund anoxischer Bedingungen im Sediment sowie fehlende Wasserbewegung erklären.

Die häufigsten Fossilien in den Zementsteinen der Greifswalder Oie sind Ichnofossilien, überwiegend Fraß- und Weidespuren, z.B. *Taenidium*, *Teichichnus*, *Planolites* und *Ophiomorpha*-ähnliche Grabgänge (Knaust 1992), die auf eine gute Durchlüftung des Sediments hinweisen (Abb. 10). Sideritische Kotpillen (Abb. 26, 22-23, vergl. auch Hinz-Schallreuter & Schallreuter 2000) stammen vermutlich von dekapoden Krebsen. Die Oberfläche der konischen, bis 4,5 cm langen „Wurmröhre“ *Oiella voigti* (emend. Hinz-Schallreuter & Schallreuter 2000) ist aus monaxonen Schwammnadeln und untergeordnet auch größeren Glaspartikeln aufgebaut (Abb. 24, 9-10). Zu den wenigen dokumentierten Pflanzenresten gehören fossile Hölzer (Süss 1980, Knaust & Süss 1992) und ein Koniferenzapfen (Gothan & Nagel 1922), kleine Holzfasern sind häufig (Abb. 26, 20-21). Reste von Wirbeltieren sind ebenfalls selten. Außer isolierten Fischschuppen (Hinz-Schallreuter & Schallreuter 2000), werden hier erstmals ein Haiwirbel (Abb. 24, 5-6), sowie ein Haizahn von *Carcharias* sp. (Abb. 24, 7-8) aus einem Zementstein vom Typ II abgebildet. Aus diesem Gesteinstyp stammen auch Knochenreste, die vermutlich zu einer Schildkröte gehören (Abb. 24, 1-4).

Verhältnismäßig zahlreich sind fossile Insektenreste (Abb. 25). Sie kommen direkt in der Asche, häufiger aber in den laminierten oder schräg geschichteten, Karbonat zementierten Ton-/Vulkanstaublagen mit Massenanreicherungen der Diatomee *Fenestrella antiqua* vor. Möglicherweise wurden die Insektenreste in solchen Diatomeen-Massenblüten fixiert und sanken mit diesen auf den Meeresboden (vgl. Archibald & Makarkin 2006 für den dänischen

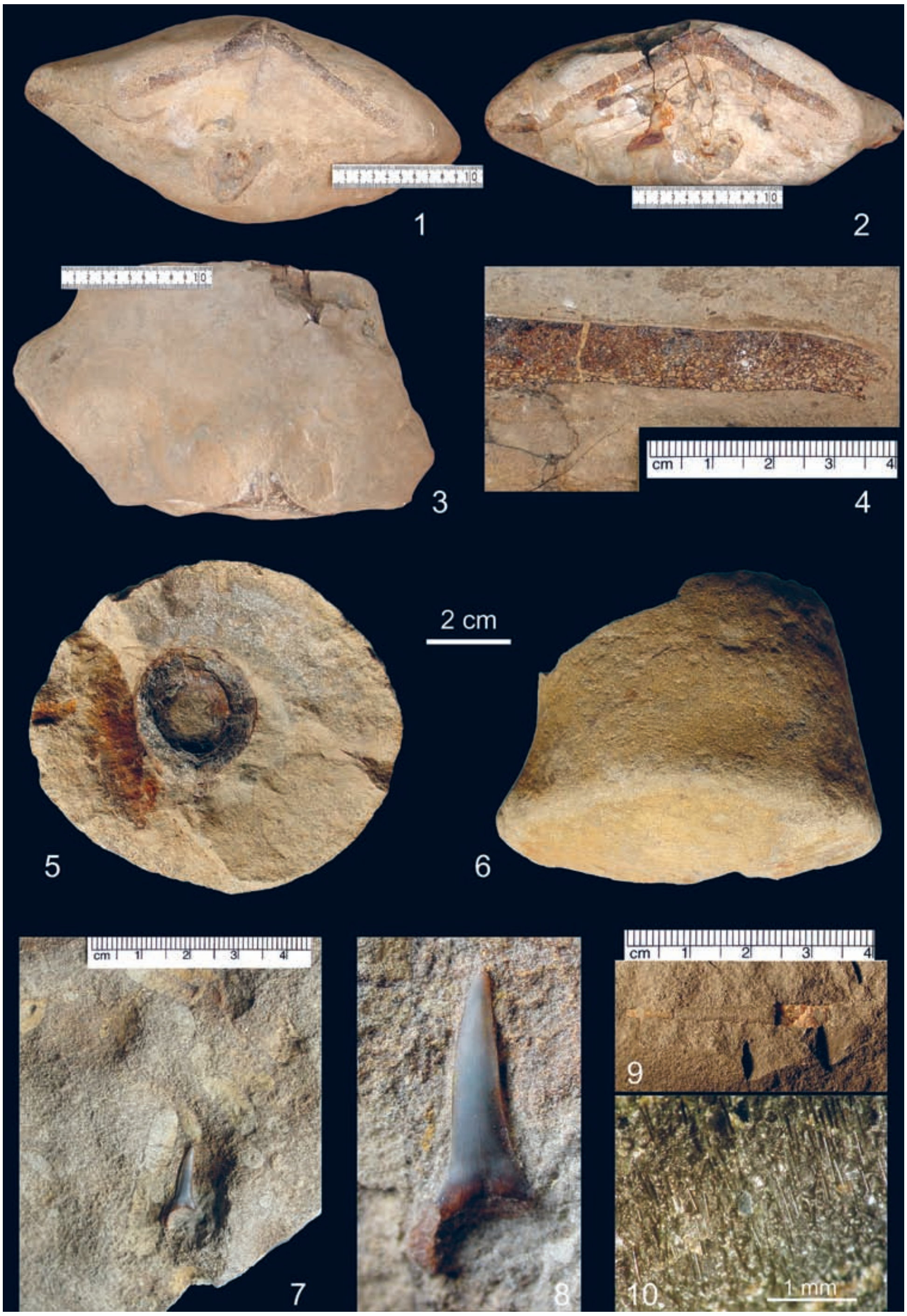



Abb. 24: 1-8 Untereozäne Zementsteine vom Typ Greifswalder Oie II. 1-4 Schildkrötenpanzer, 5-6 Haiwirbel, 7-8 Haizahn (*Carcharias* sp.) in stark bioturbiertem Zementstein. 9-10 *Oiella voigti* (Hagn, Burger-Galloth & Polz, 1982), „Wurmröhre" mit agglutinierten monaxonen Schwammskleren in Zementstein vom Typ Greifswalder Oie I. 1-8 Privatsammlung J. Ansorge, 9-10 Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald. (Foto J. Ansorge)

*Fig. 24: 1-8 Early Eocene cementstone conretions of Greifswalder Oie type II. 1-4 tortoise shell, 5-6 shark vertebra, 7-8 shark tooth (Carcharias sp.) in bioturbated cementstone. 9-10 Oiella voigti (Hagn, Burger-Galloth & Polz, 1982), „worm tube" with agglutinated sponge spicules from cementstone of Greifswalder Oie type I. 1-8 private collection J. Ansorge, 9-10 Institute of Geography and Geology, University of Greifswald. (Photo J. Ansorge)*

Moler). Die frühe Zementation von tonigem Detritus und vulkanischem Staub ist der Grund für eine außerordentlich gute und dreidimensionale Erhaltung der Insektenreste – zumeist isolierte Flügel. So sind selbst 1,5 mm kleine Flügel von Pilzmücken (Diptera: Mycetophilidae) überliefert. Bis jetzt liegen etwa 70 Insektenreste aus sieben Insektenordnungen (Isoptera, Homoptera-Auchenorrhyncha [Abb. 25, 7-8], Homoptera-Sternorrhyncha, Heteroptera, Lepidoptera [Abb. 25, 6], Coleoptera, Hymenoptera [Abb. 25, 4], Diptera [Abb. 25, 1-3]) von der Greifswalder Oie und dem angrenzenden vorpommerschen Festland vor. Im Fossilmaterial überwiegen Blattlauslöwen (Neuroptera: Hemerobiidae [Abb. 25, 10]) und Mücken (Diptera: Nematocera). Auf Artniveau ist die Zusammensetzung der Insektenfauna der des dänischen Moler ähnlich (Rust 1998). Andererseits konnten Termiten (Isoptera [Abb. 25, 5]), Zuckmücken (Diptera: Chironomidae [Abb. 25, 3]) und die Blattwespenfamilie Tenthredinidae (Hymenoptera) erstmalig in Zementsteinen vom Typ Greifswalder Oie nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist außerdem die hohe Diversität der tropischen Zikadenfamilie Nogodinidae (Homoptera: Fulgoromorpha [Abb. 25, 7]) mit vier bisher gefundenen Arten sowie die Häufigkeit von Kleinzikaden (Cicadellidae [Abb. 25, 9]). Die unterschiedliche Zusammensetzung der jütländischen und der vorpommerschen Taphozönosen kann eher durch unterschiedliche Entfernungen des Sedimentationsraumes zur Küste, als durch irgendwelche ökologischen Gründe erklärt werden.

Da Mikrofossilien nur durch Auflösung des Gesteins mit Säuren gewonnen werden können, lassen sich nur Aus-

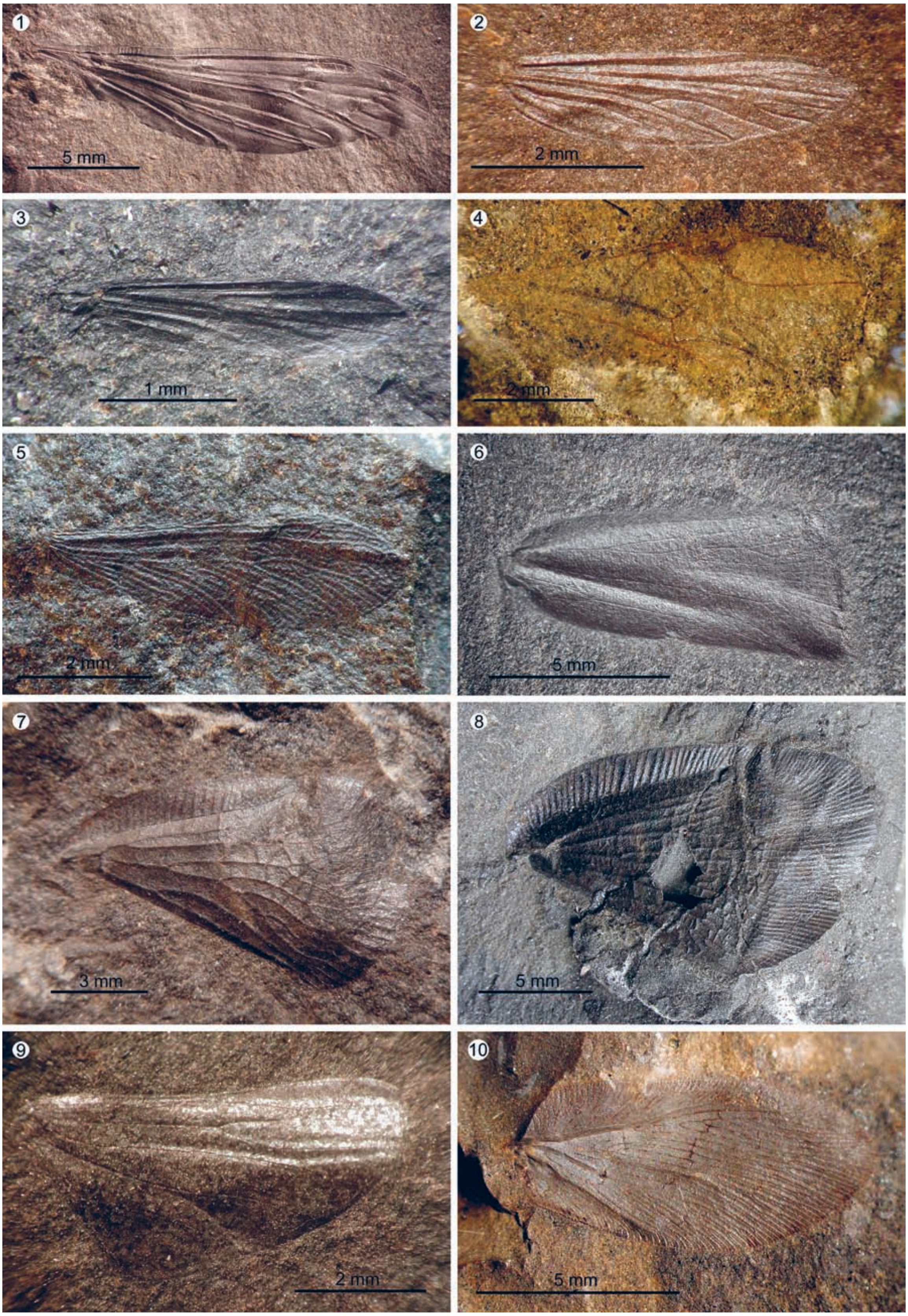



Abb. 25: Insektenflügel aus untereozänen Zementsteinen vom Typ Greifswalder Oie I. 1 Moosmücke (Diptera, Cylindrotomidae, *Cylindrotoma* n. sp.), 2 Stechmücke (Diptera, Culicidae), 3 Zuckmücke (Diptera, Chironomidae), 4 Blattlaus (Homoptera, Sternorrhyncha, Aphidina), 5 Termite (Isoptera, Kalotermitidae), 6 Schmetterling (Lepidoptera incertae familiae), 7 Tropische Zikade (Homoptera, Fulgoromorpha, Nogodinidae), 8 Tropische Zikade (Homoptera, Fulgoromorpha, Ricanidae), 9 Kleinzikade (Homoptera, Cicadellidae, Hinterflügel), 10 Blattlauslöwe (Planipennia, Hemerobiidae). Privatsammlung J. Ansorge. (Foto J. Ansorge)

*Fig. 25: Insect wings from Early Eocene cementstones of Greifswalder Oie type I. 1 Cranefly (Diptera, Cylindrotomidae, Cylindrotoma n. sp.), 2 Mosquito (Diptera, Culicidae), 3 Non biting midge (Diptera, Chironomidae), 4 Aphid (Homoptera, Sternorrhyncha, Aphidina), 5 Termite (Isoptera, Kalotermitidae), 6 Butterfly (Lepidoptera incertae familiae), 7 Tropical cicada (Homoptera, Fulgoromorpha, Nogodinidae), 8 Tropical cicada (Homoptera, Fulgoromorpha, Ricanidae), 9 Leafhopper (Homoptera, Cicadellidae, hind wing), 10 Brown lacewing (Planipennia, Hemerobiidae). Private collection J. Ansorge. (Photo J. Ansorge)*

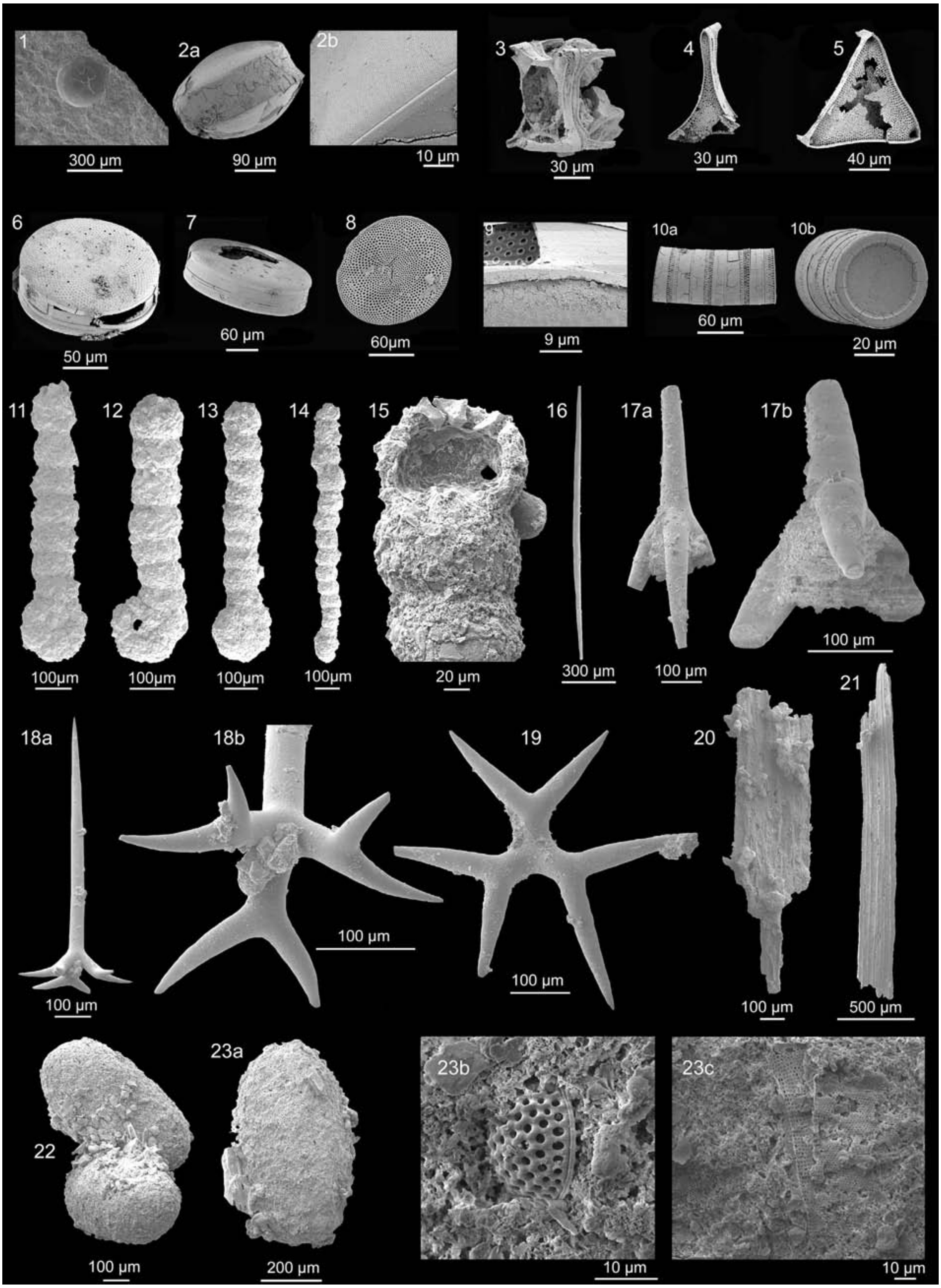



Abb. 26: Mikrofossilien aus untereozänen Zementsteinen vom Typ Greifswalder Oie I. 1 Schichtfläche mit kalzitischem Diatomeensteinkern von *Fenestrella antiqua*. 2 Mit Ultraschall präparierte Diatomee *Fenestrella antiqua*. 3-23 Mit Salzsäure (HCl) herausgelöste Mikrofossilien. 1-9 Unbestimmte Diatomeen. 9 Detailansicht durch defektes Gürtelband. 10 Diatomeenkolonie *Paralia* sp. 10-15 Agglutinierte benthische Foraminiferen. 16-19 Schwammskleren; 16 Oxea, 17 Triaen, 18-19 Dichotriaen. 20-21 Pflanzenreste. 22-23 Kotpillen. 23b-c Detailansichten mit Diatomeenbruch. 23b *Stephanopyxis* sp. (Präparation und Dokumentation: S. Matting)

*Fig. 26: Microfossils from Early Eocene cementstones of Greifswalder Oie type I. 1 Bedding plane with calcitic diatom steinkern of Fenestrella antiqua. 2 Ultrasonic prepared diatom Fenestrella antiqua. 3-23 Microfossils dissolved with hydrochloric acid (HCl). 1-9 Undetermined diatoms. 9 Detail of broken girdle. 10 Diatom colony Paralia sp. 10-15 Agglutinated benthic foraminiferans. 16-19 Sponge spicules; 16 Oxea, 17 Triaene, 18-19 Dichotriaene. 20-21 Plant fibres. 22-23 Fecal pellets. 23b-c Detail with crushed diatoms. 23b Stephanopyxis sp. (Preparation and documentation: S. Matting)*

G

sagen zu nichtkarbonatischen Mikrofossilien treffen. Es dominieren Diatomeen, die oft in dünnen Lagen angereichert sind. Dabei handelt es sich vorwiegend um die augenfälligen, bis zu 0,3 mm großen Kalzitsteinkerne von *Fenestrella antiqua* (Abb. 22; 26, 1-2) die sich beim Aufschlagen des Gesteins von ihrer dünnen kieseligen Schale ablösen. Außerdem kommen zentrale und pennate Formen vor (Abb. 26, 3-10), typische Gattungen sind *Paralia*, *Coscinodiscus* und *Stephanopyxis* (Schulz 1927, Reich 2000). Die Diatomeen sind zumindest zum Teil von Sedimentfressern aufgearbeitet worden, wie Diatomeenbruch in den Kotpillen zeigt (Abb. 26, 23).

Neue Untersuchungen von Matting et al. (2010) belegen agglutinierte benthische Foraminiferen (Abb. 26, 11-15) und diverse Typen von Schwammnadeln (Abb. 26, 16-19), u.a. triaene Formen. Gastropoden- und Muschelschalen sind selten und bedürfen weiterer Untersuchungen. Die verschiedenen Floren- und Faunen-Vergesellschaftungen implizieren eine Ablagerung im inneren Schelfbereich. Dies steht im Gegensatz zum dänischen Moler, der in tieferem Wasser abgelagert wurde.

Die lokale Anreicherung eozäner Tone auf der Greifswalder Oie und der teilweise noch gut erhaltene Schichtenverband in der o.g. Scholle lassen auf kurze Transportweiten im Eis schließen. Diese unterhalb der Wellenbasis abgelagerten, teilweise resedimentierten distalen Aschen entstammen ursprünglich vulkanischen Quellen im Bereich des heutigen Nordatlantiks um Island, die bei der Abtrennung Grönlands von NW-Europa aktiv waren und deren Förderprodukte unter dem Begriff Nordatlantische Magmenprovinz zusammengefasst werden (Larsen et al. 2003). Die vulkanischen Aschen sind besonders gut an den Küsten des Limfjords in Nord-Jütland aufgeschlossen. Dort treten in der untereozänen Fur-Formation ca. 200 Aschelagen auf, die in eine negative Serie an der Basis (-39 bis -1) und eine positive Serie (+1 bis +140) darüber geteilt werden. Sie sind aber auch aus Bohrungen in der Nordsee von der Sele- und Balder-Formation bekannt (Morton & Parson 1988).

Die zum Hangenden zunehmende Anzahl der gering mächtigen Aschelagen zeigt eine Phase verstärkter vulkanischer Aktivität mit dramatischen Auswirkungen auf das Weltklima an (Jolley & Widdowson 2005). Geochemisch können im Dänischen Becken vier Stadien des Riftmagmatismus ausgehalten werden, deren Aschen sich verschiedenen Magmenquellen und Eruptionsherden zuordnen lassen (Pedersen et al. 1975, Larsen et al. 2003 und Pedersen 2008):

(1) Basalte und Rhyolithe (Lagen -39 bis -22), deren Eruptionsherd im Bereich des nordwesteuropäischen Schelfes vermutet wird,

(2) Phonolithe, Nephelinite, Trachyte und Rhyolithe (Lagen -21b bis -15), die entweder vom westlichen Schelfgebiet der Britischen Inseln oder von Ostgrönland (Gardiner Magmatitkomplex) stammen,

(3) Alkalibasalte (nur drei Lagen -13, -12, -11), diese stammen aus der Nähe des sich zwischen Grönland und NW-Europa öffnenden Rifts,

(4) Tholeiitische Ferrobasalte und einige Rhyolithe (Lagen +1 bis +140), aufgrund der Ähnlichkeit mit rezenten Laven von Island wird Proto-Island als Herkunftsgebiet angesehen.

Zwei Aschelagen konnten mittels der $^{39}Ar/^{40}Ar$-Methode datiert werden (vgl. Larsen et al. 2003). Die phonolitische Aschelage -17 weist demnach ein Alter von 54,52 ± 0,05 Mio. Jahren auf. Die markante, 20 cm mächtige Aschelage +19 eines rhyolithischen Andesits hat ein geringfügig jüngeres Alter von 54,04 ± 0,14 Mio. Jahren.

Geochemische Analysen von zwei Proben der Zementsteine vom Greifswalder Oie Typ I belegen eine genetische Übereinstimmung mit den tholeiitischen Basaltaschen des Stadiums 4, die zur positiven Serie gehören und den Abschluss des Vulkanismus vor ca. 54 Mio. Jahren anzeigen (Larsen et al. 2003). Auch aus Bohrungen in Norddeutschland sind ungestört lagernde, stark verwitterte untereozäne Aschen bekannt, die oftmals in Bentonit umgewandelt sind (Henning 1977).

Als weitere Besonderheit sind oberhalb des Küstenaufschlusses Reste von über 100 Jahre alten, staffelartigen Kliffabbrüchen im Bereich des Eschen-Pionierwaldes (vgl. Abb. 1) zu beobachten. Auslöser der Hangrutschungen sind vermutlich die am Kliffuß aufgeschlossenen eozänen Toneinlagerungen (s.o.), die bei Wassersättigung als Gleitbahn fungieren können. Bereits Elbert & Klose (1904) kannten mehrere größere Tonvorkommen nahe der Ostspitze der Insel, in dem bereits zu dieser Zeit schon inaktiven und mit Bäumen und Büschen bewachsenen Kliffabschnitt (Knaust 1995b).

## Stop 4: Leuchtturm
*Lighthouse*

Das achteckige Backsteingebäude des Leuchtturms Greifswalder Oie wurde 1853-1855 gebaut und steht unter Denkmalschutz. Der 38,6 m hohe Turm verfügt über das lichtstärkste Feuer in Mecklenburg-Vorpommern und sorgt bis zu einer Entfernung von maximal 26 Seemeilen für sichere Navigation und Orientierung. Von seiner Aussichtsplattform hat man bei gutem Wetter einen weitreichenden Blick zu den Nachbarinseln Rügen, Ruden und Usedom sowie bis zum vorpommerschen Festland um Lubmin.

Die räumliche Nähe der benachbarten Inseln Rügen, Usedom und Greifswalder Oie am SW-Rand der Pommerschen Bucht einerseits, und ihr teilweise ähnlicher geologischer Bau mit gestauchten und verfalteten Gesteinsfolgen andererseits, haben immer wieder zu Diskussionen um mögliche Verwandtschaftsbeziehungen dieser drei Inseln geführt. Obgleich ein genetischer Zusammenhang der deformierten Sedimente auf der Oie mit den jüngsten, weichselzeitlichen Eisvorstößen besteht, ist die exakte Zuordnung zu den zahlreichen Eisrandlagen bzw. Stauchmoränenkomplexen auf den Nachbarinseln Rügen und Usedom schwierig.

Lange Zeit wurde die bis 18,5 m hohe pleistozäne Geschiebemergelaufragung der Greifswalder Oie mit ihren eingefalteten voreiszeitlichen Ablagerungen als südliche Fortsetzung der Nordrügenschen Staffel (Moräne H nach Münnich 1936) betrachtet, die Mönchgut/SE-Rügen mit der Oderbank verbindet. Je nach Autor variierte jedoch der Verlauf der postulierten Loben der Stauchendmoränen. Während nach Richter (1937) und Kliewe (1958) die Staffel über Sellin–Göhren nach Lobber Ort und Thiessow zur Greifswalder Oie und von dort weiter über die Steingründe

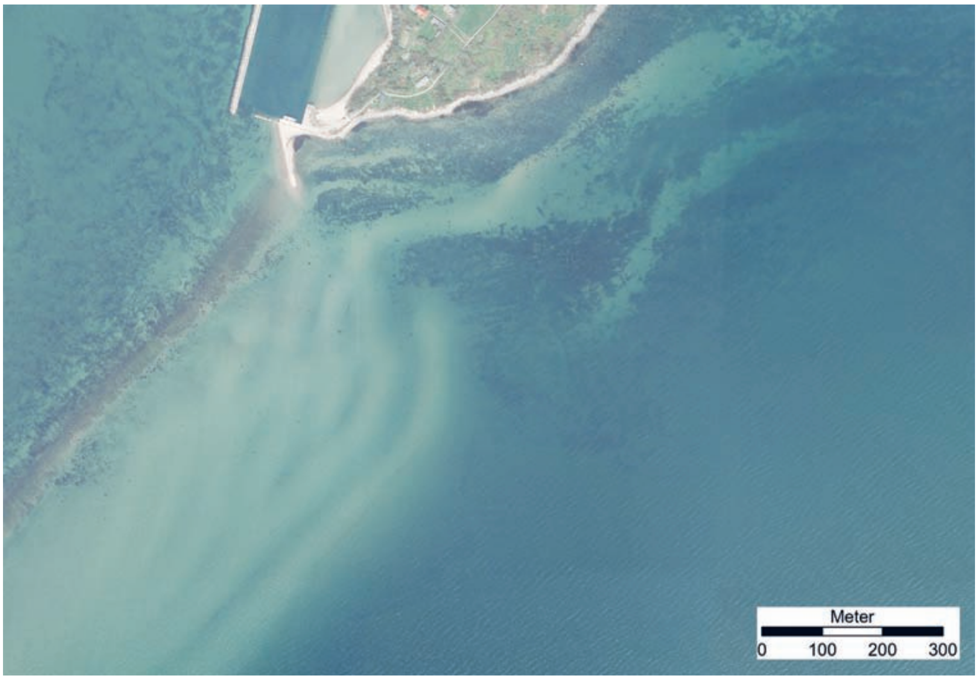



Abb. 27: Sandhaken und Strandwallsystem des Oier Riffs. (Luftbildaufnahme aus dem Jahr 2007: Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern, Nr. V/1/1999).

*Fig. 27: Sandy spit and shallow water of Oier Riff. (Aerial photograph from 2007: Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern, Nr. V/1/1999).*

vor Zinnowitz–Koserow zur Insel Usedom verläuft, bildete sie nach Niedermeyer et al. (1987) die südöstliche Fortsetzung der Küstenstaffel VI von Bergen–Putbus zur Oie, wobei sie dabei den Greifswalder Bodden und seine östliche Randschwelle quert.

Diese anhand reliefbezogener Kartierungen getroffenen Zuordnungen (Morphostratigraphie) werden heute von verschiedenen Autoren in Frage gestellt. Anhand neuerer Untersuchungen zur Zusammensetzung, Genese und zur Alterseinstufung (Lithostratigraphie) lassen sich viele der postulierten jüngeren Eisrandlagen nicht belegen (vgl. Bremer 2004), bzw. werden z.B. die morphologischen Vollformen in SE-Rügen als vom jüngsten Gletscher überfahrene Stauchmoränen angesehen (Krienke 2003). Unterwasserkartierungen von eiszeitlich geformten (glazigenen) Schuppenvorkommen nördlich der Insel Ruden belegen eine Schuppenzone auch im Bereich zwischen SE-Rügen und der Greifswalder Oie (Neumann 1965).

## Stop 5: Station Jordsand und Kliff an der NW-Küste

*Jordsand station and the NW coast cliff*

Der „Verein Jordsand zum Schutz der Seevögel und der Natur e.V." ist seit 1993 mit der Betreuung der Greifswalder Oie betraut und führt ganzjährig Vogelbeobachtungen sowie planmäßige Vogelberingungen durch. Die Station ist im ehemaligen Inselhof untergebracht. In einem Anbau befindet sich eine Ausstellung zur Fauna und Flora der Insel sowie zu typischen Geschieben.

Nordwestlich der Station Jordsand ist oberhalb der nördlichen Hafenmole an dem fast völlig zugewachsenen Kliff noch ein kleines Kreide-Vorkommen von zwei bis drei Quadratmetern Größe unterhalb einer morphologisch aufragenden Spitze aufgeschlossen (Koordinaten: RW 330428952, HW 6011196 ETRS 89), das nach Elbert & Klose (1904) ursprünglich eine Erstreckung von etwa 28 m besaß und sich vom basalen Teil des Kliffs apophysenartig in den hangenden Geschiebemergel erstreckte. Die Foraminiferen-Leitformen *Stensioeina pommerana* Brotzen und *Globotruncana paraventricosa* (Hofker) gestatten eine Einstufung in das obere Unter-Campan bis in das untere Ober-Campan (Knaust 1995b). Weitere Mikrofossilgruppen (Foraminiferida, Octocorallia, Porifera, Bivalvia, Ammonoidea, Coleoidea, Serpulimorpha, Phyllodocemorpha, Ostracoda, Ophiuridea, Echinoidea, Holothuroidea, Chondrichthyes und Osteichthyes) sind nachgewiesen (Reich 1998).

Ursache für das „Verschwinden" der Kreide-Scholle sind hier nicht Küstenabbrüche, sondern vor allem die Vegetation, die sich infolge einer erzwungenen Inaktivität des NW-Kliffs ausgebreitet hat. Diese resultiert aus den umfangreichen Schutzmaßnahmen gegen die zuvor starken Abtragungen durch die Meeresbrandung. 1893 wurde auf der Greifswalder Oie mit dem Bau eines Steinwalls bzw. einer Uferschutzmauer begonnen. Um die Insel nicht ihrer natürlichen Wellenbrecher auf der vorgelagerten Schorre zu berauben, wurde das „Zangen" von Findlingen untersagt, mussten die zum Bau benötigten Steine von Rügen und Dänemark herantransportiert werden. Nach Fertigstellung der Bauten im Jahr 1913 waren mit Ausnahme des SE-Kliffs sämtliche Küsten der Insel vor der weiteren Erosion geschützt.

## Stop 6: Sandhaken und Oier Riff

*Sandy spit and shallow water of Oier Riff*

Die Greifswalder Oie lässt sich küstenmorphologisch bzw. hydrodynamisch in drei Teile gliedern: eine Abtragungsküste im Norden (1), eine Ausgleichsküste im Süden (2) und das Sedimentakkumulationsgebiet des Oier Riffs (3). Wechselnde Sedimentkomplexe mit unterschiedlicher Konsistenz, insbesondere im Mittelteil, bedingen die markante Küstenkonfiguration der Insel (Knaust 1995b), die bereits auf älteren Kartendarstellungen ersichtlich ist, wenngleich auch nicht immer richtig orientiert (vgl. Hinz-Schallreuter & Schallreuter 2001).

Zwar ist der größte Teil der Insel durch die 2 km lange Uferbefestigung vor den aus nordwestlicher bis nordöstlicher Richtung angreifenden Stürmen geschützt, aber besonders das aktive SE-Kliff ist nach wie vor von plötzlichen Küstenveränderungen betroffen, wie die Ereignisse im Zusammenhang mit dem durch kräftige Winde aus Nord bedingten Hochwasserstand im Oktober 2009 gezeigt haben. Innerhalb von zwei Tagen wurden die Abbruchmassen älterer Rutschungen beseitigt und es kam nach der Freilegung bzw. Unterspülung des Klifffußes zu neuen Küstenabbrüchen (Obst 2010).

Ein Großteil der abgetragenen Sedimentfracht kommt an anderer Stelle wieder zur Akkumulation. Bevorzugtes Anlagerungsgebiet der Sandmassen ist das Oier Riff, die südwestliche kilometerlange submarine Fortsetzung der Insel mit einem proximalen Strandwallsystem (Abb. 27). Ein relativ kleiner Sandhaken südlich des Hafens leitet zum Riff über. Aufgrund wechselnder Windrichtungen ändert sich seine Ausdehnung ständig und auch die Korngröße der abgelagerten bzw. verbleibenden Sedimente variiert zwischen fein- bis mittelkörnigen Sanden und einem reinen Blockstrand.

G


## Danksagung

Unser Dank gilt insbesondere Frau Sabine Matting (Greifswald), die mit ihren Untersuchungen im Rahmen der Bachelorarbeit zu den untereozänen Zementsteinen der Greifswalder Oie wichtige Beiträge zur vorliegenden Arbeit lieferte. Den Herren Dr. Stefan Meng (Greifswald) und Dr. Peter Frenzel (Jena) verdanken wir mikropaläontologische Untersuchungsergebnisse der weichselzeitlichen brackisch-marinen Sedimente der Greifswalder Oie. Diesen drei Kollegen danken wir zudem für die zur Verfügung gestellten Abbildungen. Herrn Ulrich Müller (Schwerin) sei für nützliche Hinweise zur Lithostratigraphie gedankt.


### Literatur


Aaris-Sørensen, K. & Liljegren R. (2004): Late Pleistocene remains of giant deer (*Megaloceros giganteus* Blumenbach) in Scandinavia: chronology and environment. – Boreas **33**: 61-73; Oxford.

Andersen, S.A. (1938): Die Verbreitung der eozänen vulkanischen Ascheschichten in Dänemark und Nordwestdeutschland. – Zeitschrift für Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie **14** (4): 179-207; Leipzig.

Anjar, J., Larsen, N.K., Björck, S., Adrielsson, L. & Filipsson, H.L. (2010): MIS 3 marine and lacustrine sediments at Kriegers Flak, southwestern Baltic Sea. – Boreas **39**: 360-366; Oxford.

Ansorge, J. (1997): Insekten in Geschieben. Überblick über den Kenntnisstand und Beschreibung von Neufunden. – Berliner Beiträge zur Geschiebeforschung. 113-126; Dresden.

Ansorge, J. (2000): Insekten aus Zementsteinen (Moler) vom Typ Greifswalder Oie. – Geschiebekunde Aktuell **16** (2): 43-45; Hamburg.

Ansorge, J. & Reich, M. (2004): Die Eozän-Tonschollen von Wobbanz (SE-Rügen) – Archiv für Geschiebekunde **3** (8/12) [Schallreuter-Festschrift]: 651-678; Hamburg.

Archibald, S.B. & Makarkin V.N. (2006): Tertiary Giant Lacewings (Neuroptera: Polystoechotidae): revision and description of new taxa from western North America and Denmark. – Journal of Systematic Palaeontology **4** (2): 119-155; London.

Benecke, N. (2000): Die jungpleistozäne und holozäne Tierwelt Mecklenburg-Vorpommerns. – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mitteleuropas **23**; Weissbach.

Blüthgen, J. (1952): Greifswalder Oie und Ruden. – Petermanns geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft **248**: 1-70; Gotha (Haack).

Bornhöft, E. (1885): Der Greifswalder Bodden. – Jahresberichte der geographischen Gesellschaft Greifswald **2** (1): 1-72; Greifswald.

Bremer, F. (2004): Glaziale Morphologie. – In: Katzung, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. 284-291; Stuttgart (E. Schweizerbart).

Brotzen, F. (1933): Erster Nachweis von Unterdevon im Ostseegebiete durch Konglomeratgeschiebe mit Fischresten. – Zeitschrift für Geschiebeforschung **9**: 55-63; Leipzig.

Deecke, W. (1903): Neue Materialien zur Geologie von Pommern (Fortsetzung). – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neuvorpommern und Rügen **34**: 1-55; Berlin.

Egger, H. & Brückl, E. (2005): Gigantic volcanic eruptions and climatic change in the early Eocene. – International Journal of Earth Sciences **95**: 1065-1070; Berlin.

Elbert, J. & Klose, H. (1904): Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie. – Jahresberichte der geographischen Gesellschaft Greifswald **8**: 111-139; Greifswald.

Frenzel, P. (1993): Die Ostrakoden und Foraminiferen des pleistozänen Cyprinentons der Insel Rügen, NE-Deutschland/Ostsee – Meyniana **45**: 65-85; Kiel.

Frenzel, P. & Ansorge, J. (2001): *Roundstonia globulifera* (Brady, 1868) and the Pleistocene Cyprina clay of Northeastern Germany. – Abstracts of the 14th International Symposium on Ostracoda, Shizuoka, Japan, 2001.

Gagel, C. (1906): Über das Vorkommen des Untereocäns (Londontons) in der Uckermark und in Vorpommern. - Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft **58**: 309-326; Berlin.

Gothan, W. & Nagel, K. (1922): Über einen cedroiden Koniferenzapfen aus dem Unter-Eocän der Greifswalder Oie. – Jahrbuch der preußischen geologischen Landesanstalt **41**: 121-131; Berlin.

Grönwall, K.A. (1903): Løse Blokke fra Nordtyskland af Stenarter, der indeholde vulkansk Aske. – Meddelelser fra dansk geologisk Foreningen **9**: 13-20; Kopenhagen.

Groth, K. (1971): Geschiebeanalytische Auszählergebnisse aus Bohrproben Nordmecklenburgs. – Zeitschrift für angewandte Geologie **17** (12): 530-536; Berlin.

Helmens, K.F. & Engels, S. (2010): Ice-free conditions in eastern Fennoscandia during early Marine Isotope Stage 3: lacustrine records. – Boreas **39**: 399-409; Oxford.

Hennig, K.-H. (1977): Die diagenetischen Veränderungen des Stoffbestands von Vulkanoklastiten im Eozän des Nordens der DDR. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften **5** (1): 21-29; Berlin.

Hinz-Schallreuter & Schallreuter (2000): Geschiebestudien auf der Greifswalder Oie. 1. *Oiella voigti* aus einem Zementstein (Paläogen). – Geschiebekunde Aktuell **16** (4): 117-126; Hamburg.

Hinz-Schallreuter & Schallreuter (2001): Geologie und Fossilien der Greifswalder Oie (Ostsee). – Seevögel **22** (Sonderheft 1): 126-142; Ahrensburg.

Houmark-Nielsen, M. (1994): Late Pleistocene stratigraphy, glaciation chronology and Middle Weichselian environmental history from Klintholm, Møn, Denmark. – Bulletin of the Geological Society of Denmark **41**: 181–202; Kopenhagen.

Houmark-Nielsen, M. (2010): Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. – Boreas **39**: 343–359.

Hucke, K. & Voigt, E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung. Oldenzaal.

Jolley, D.W. & Widdowson, M. (2005). Did Paleogene North Atlantic rift-related eruptions drive early Eocene climate cooling? – Lithos **79** (3-4): 355-366; Amsterdam.

Katzung, G. (2004a): Regionalgeologische Stellung und Entwicklung. – In: Katzung, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. 8-37; Stuttgart (E. Schweizerbart).

Katzung, G. (2004b): Kliff der Greifswalder Oie. – In: Katzung, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. 325-327; Stuttgart (E. Schweizerbart).

Keilhack, K. (1912): Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Berlin.

Kliewe, H. (1958): Die Steingründe zwischen Streckelsberg und Greifswalder Oie. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe **7** (3/4): 245-255; Greifswald.

Knaust, D. (1992): Ein Molervorkommen (Paläogen) auf der Greifswalder Oie (Ostsee). – Archiv für Geschiebekunde **1** (5): 291-304; Hamburg.

Knaust, D. (1995a): Stratigraphie und Sedimentologie pleistozäner Ablagerungen auf der Insel Greifswalder Oie (Ostsee). – Zentralblatt Geologie Paläontologie Teil I **1994** (1/2): 25-40; Stuttgart.

Knaust, D. (1995b): Die geologische Entwicklung der Ostseeinsel Greifswalder Oie. – Terra Nostra **95/6**: 47-96; Bonn.

Knaust, D. & Krienke, K. (1993): Diplomkartierung „Greifswalder Oie“. – Unveröffentlichte Diplomkartierung, 31. S.; Universität Greifswald.

Knaust, D. & Süss, H. (1992): Neue Pflanzenfunde aus dem Moler (Paläogen) der Greifswalder Oie (Ostsee, Norddeutschland). – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität Berlin, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe **41** (1): 107-111; Berlin.

Krienke, K. (2003): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial. Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE-Deutschland). – Greifswalder geowissenschaftliche Beiträge **12**: 3-148; Greifswald.

Knudsen, K.L., Kristensen, P. & Larsen, N.K. (2009): Marine glacial and interglacial stratigraphy in Vendsyssel, northern Denmark: foraminifera and stable isotopes. – Boreas **38**: 787-810; Oxford.

Larsen, L.M., Fitton, J.G. & Pedersen, A.K. (2003): Paleogene volcanic ash layers in the Danish Basin: compositions and source areas in the North Atlantic Igneous Province. – Lithos **71**: 47-80; Amsterdam.

Ludwig, A.O. (1999): Glazialschollen am Westrand der Oder-Bucht (südliche Ostsee). – Greifswalder geowissenschaftliche Beiträge [Herrig-Festschrift] **6**: 419-427; Greifswald.

Ludwig, A.O. (2004): Zementsteine der Greifswalder Oie – Zeugen eines sehr weit entfernten eozänen Vulkanismus? – Archiv für Geschiebekunde **3** (8/12) [Schallreuter-Festschrift]: 627-650; Hamburg.

Ludwig, A.O. (2006): Cyprinenton und I1-Folge im Pleistozän von Nordost-Rügen und der Insel Hiddensee (südwestliche Ostsee). – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **34** (6): 349-377; Berlin.

Matting, S., Obst K. & Witkowski, A. (2010): Zementstein erratics of Greifswalder Oie type: Lithology and fossil content. – DEUQUA-Tagung Greifswald, Abstracts.

Meng, S., Obst K., Ansorge, J. & Frenzel, P. (2010): Late Pleistocene remains of a giant deer (*Megaloceros giganteus*) from the Greifswalder Oie, Pomeranian Bay, NE-Germany. – DEUQUA-Tagung Greifswald, Abstracts.

Morton, A.C. & Parson, L.M. (1988): Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. Geological Society of London, Special Publication 39; London.

Münnich, G. (1936): Quantitative Geschiebeprofile aus Dänemark und Nordostdeutschland mit besonderer Berücksichtigung Vorpommerns. – Abhandlungen des geologisch-paläontologischen Instituts Greifswald **15**: 1-52; Greifswald.

Müller, U. (2004): Weichsel-Frühglazial in Nordwest-Mecklenburg. – Meyniana **56**: 81-115; Kiel.

Müller, U. & Obst, K. (2006): Lithostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Schichten im Gebiet von Lohme (Jasmund/Rügen). – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **34** (1/2): 39-54; Berlin.

Niedermeyer, R.-O., Kliewe, H. & Janke, W. (1987): Die Ostseeküste zwischen Boltenhagen und Ahlbeck. – Geographisch Bausteine, N. R. **30**. Gotha (Haack).

G

NEUMANN, G. (1965): Stapelgefüge im Raum zwischen Südost-Rügen und der Insel Usedom. – Beiträge zur Meereskunde **12-14**: 129-142; Berlin.

OBST, K. (2010): Geologie der Greifswalder Oie. – Seevögel **31** (1): 3-16; Ahrensburg.

PANZIG, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften **19**: 331-346; Berlin.

PEDERSEN, G.K., PEDERSEN S.A.S., STEFFENSEN, J. & PEDERSEN, C.S. (2004): Clay content of a clayey diatomite, the Early Eocene Fur Formation, Denmark. – Bulletin of the Geological Society of Denmark **51**: 159-177; Kopenhagen.

PEDERSEN, S.A.S. (2008): Palaeogene diatomite deposits in Denmark: geological investigations and applied aspects. - Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin **15**: 21-24; Kopenhagen.

REICH, M. (1998): Die Kreide der Greifswalder Oie (südliche Ostsee). – In: REICH, M. [Hrsg.]: Exkursionsführer Geländetagung Subkommission Kreide-Stratigraphie „Die Kreide Mecklenburg-Vorpommerns“: 1-6. Greifswald.

RICHTER, K. (1933): Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. – Abhandlungen des geologisch-paläontologischen Instituts Greifswald **11**: 1-63; Greifswald.

RICHTER, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland. – Deutscher Boden **4**. Berlin.

RUST, J. (1998): Biostratinomie von Insekten aus der Fur-Formation von Dänemark (Moler, oberes Paleozän / unteres Eozän). – Paläontologische Zeitschrift **72**: 41-58; Stuttgart.

SCHOLZ, M. (1869): Beiträge zur Geologie von Pommern. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neu-Vorpommern und Rügen **1**: 75-99; Berlin.

SCHULZ, P. (1927): Diatomeen aus norddeutschen Basalttuffen und -Tuffgeschieben. – Zeitschrift für Geschiebeforschung **3**: 66-78, 113-126; Berlin.

SÜSS, H. (1980): Ein Platanenholz aus dem Untereozän der Greifswalder Oie, *Platanoxylon cohenii* (SCHUSTER) comb. nov. – Schriftenreihe geologische Wissenschaften **16**: 401-416; Berlin.

STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen Warmzeit. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften **20**: 125-154; Berlin.

## **Autoren und Mitwirkende** *(alphabetisch geordnet)*


Dr. Jörg Ansorge, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald; ansorge@uni-greifswald.de

Dr. Ralf Bleile, Archäologisches Landesmuseum Schleswig-Holstein, Schloß Gottorf, D-24837 Schleswig; bleile@schloss-gottorf.de

Dipl.-Geol. Juliane Bornstedt, Arndtstraße 3, 17489 Greifswald; jbornstedt@gmx.net

Dr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie, Geologischer Dienst, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow; andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

Dipl.-Geol. Juliane Brandes, Erich-Weinert-Straße 19, D-17034 Neubrandenburg; juliane.brandes@gmx.de

Dipl.-Geol. Andreas Buddenbohm, Geowissenschaftlicher Verein Neubrandenburg, Ihlenfelder Straße 119, D-17034 Neubrandenburg; buddenbohm@eiszeitgeopark.de

Dipl.-Geol. Klaus Granitzki, Geowissenschaftlicher Verein Neubrandenburg, Ihlenfelder Straße 119, D-17034 Neubrandenburg; findlingsscheune.usadel@online.de

Volker Häußler, Archäologische Gesellschaft für Mecklenburg-Vorpommern e.V., Arbeitsgruppe für Ur- und Frühgeschichte des Landkreises Bad Doberan, Ehm-Welk-Anger 26, D-18225 Kühlungsborn;

Dipl.-Geogr. Roberto Hensel, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald; robertohensel@gmx.de

Prof. Dr. Gösta Hoffmann, German University of Technology in Oman (GUtech), Athaibah, PC 130, Sultanate of Oman; goesta.hoffmann@gutech.edu.om

Prof. Dr. Wolfgang Janke, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald; wofajanke@web.de

Dipl.-Geol. Lars Kanter, Umweltplan GmbH, Tribseer Damm 2, D-18437 Stralsund;

Dipl.-Geol. Michael Kenzler, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald; michael.kenzler@uni-greifswald.de

Andreas Kotula M.A., Lehrstuhl für Ur- und Frühgeschichte, Universität Greifswald, Hans-Fallada-Straße 1, D-17489 Greifswald; andreas.kotula@uni-greifswald.de

Dr. Kay Krienke, Baugrund Stralsund, Ingenieurgesellschaft für Geo- und Umwelttechnik, Carl-Heydemann-Ring 55, D-18437 Stralsund; krienke@baugrund-hst.de

Dipl.-Geogr. Mathias Küster, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald; mathias.kuester@uni-greifswald.de

Prof. Dr. Reinhard Lampe, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald; lampe@uni-greifswald.de

Dr. Thomas Leipe, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Warnemünde; thomas.leipe@io-warnemuende.de

Dr. Sebastian Lorenz, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald; sebastian.lorenz@uni-greifswald.de

Dr. Alfred O. Ludwig, Auf dem Kiewitt 12/79, D-14471 Potsdam;

Dr. Stefan Meng, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Straße 17, D-17487 Greifswald; stefan.meng@uni-greifswald.de

Dr. Mathias Moros, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Warnemünde; mathias.moros@io-warnemuende.de

Dipl.-Geogr. Michael Naumann, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Ref. L 2.3, Stilleweg 2, D-30655 Hannover; michael.naumann@lbeg.niedersachsen.de

Prof. Dr. Ralf-Otto Niedermeyer, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie/Geologischer Dienst Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12, D-18273 Güstrow; ralf-otto.niedermeyer@lung.mv-regierung.de

Dr. Karsten Obst, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie/Geologischer Dienst Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12, D-18273 Güstrow; karsten.obst@lung.mv-regierung.de

Dr. Wolf-Albrecht Panzig, Goethestr. 5, D-17489 Greifswald; woalpanzig@arcor.de

Dr. Małgorzata Pisarska-Jamroży, Institute of Geology, Adam Mickiewicz University, Maków Polnych 16, 61-606 Poznan, Poland; pisanka@amu.edu.pl

Dr. C. Michael Schirren, Landesamt für Kultur und Denkmalpflege, Abteilung Archäologie und Denkmalpflege, Domhof 4/5, D-19055 Schwerin; m.schirren@kulturerbe-mv.de

Dipl.-Geol. Hilmar H. Schnick, Amt für das Biospärenreservat Südostrügen, Blieschow 7a, D-18586 Lancken-Granitz; hilmar.schnick@nationalparkamt-ruegen.de

Dipl.-Landschaftsökol. Manuela Schult, Institut für Botanik und Landschaftsökologie, Universität Greifswald, Grimmer Straße 88, D-17487 Greifswald; manu_schult@web.de

Dipl.-Geol. Karsten Schütze, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie/Geologischer Dienst Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12, D-18273 Güstrow; karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de

Dipl.-Forsting. Matthias Schwabe, Nationalparkamt Müritz, Sachgebiet Forschung und Monitoring, Schlossplatz 3, D-17237 Hohenzieritz; M.Schwabe@npa-mueritz.mvnet.de

Dr. Franz Tauber, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Warnemünde; franz.tauber@io-warnemuende.de

Prof. Dr. Thomas Terberger, Lehrstuhl für Ur- und Frühgeschichte, Universität Greifswald, Hans-Fallada-Straße 1, D-17489 Greifswald; terberge@uni-greifswald.de

**Notizen**

# Impressum

**HERAUSGEBER**
Prof. Dr. Reinhard Lampe
Dr. Sebastian Lorenz
für die DEUQUA
Deutsche Quartärvereinigung e.V.
Geschäftsstelle
Stilleweg 2
D-30655 Hannover
Tel: 0511-643-36 13
info@deuqua.de
www.deuqua.de

**VERLAG**
Geozon Science Media
Postfach 3245
D-17462 Greifswald
Tel. 03834-80 14 80
info@geozon.net
www.geozon.net

**GESTALTUNG**
Geozon Science Media
Linda Perthen
Sascha Fricke

**TITELBILDER**
1] Hiddensee mit Altem und Neuem Bessin sowie west-rügenscher Bodden, Blick von N [Foto R. Lampe]
2] Toteishohlformen bei Barth [Foto R. Lampe]
3] Mildenitz-Durchbruchstal bei Kläden [Foto J. Gast]
4] Kreideküste Jasmund, Blick von E [Foto R. Lampe]

**DRUCK**
Gedruckt auf 100% Recycling-Papier aus
klimaneutraler Produktion. Ausgezeichnet
mit dem Blauen Umweltengel.

**PRINT**
ISBN 978-3-941971-05-9

**ONLINE**
DOI 10.3285/g0005
Download unter: www.geozon.net

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese
Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie;
detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über
http://dnb.d-nb.de abrufbar.

Exkursionsführer zur 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung DEUQUA e.V. und der 12. Jahrestagung der INQUA PeriBaltic Working Group in Greifswald / Mecklenburg-Vorpommern 2010




www.geozon.net • DOI 10.3285/g0005

ISBN-13: 978-3941971059
ISBN-10: 3941971050



*Wir danken den Sponsoren*

Mecklenburg Vorpommern – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie
Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald
Deutsches Meeresmuseum Stralsund
WINGAS
Landesamt für Kultur- und Denkmalpflege – Archäologie und Denkmalpflege – Dezernat Archäologie
Archäologische Gesellschaft für Mecklenburg und Vorpommern e.V.
Geowissenschaftlicher Verein Neubrandenburg e.V.
IOW